26 Инв 1965

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 31

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1966

Blank Page Digitally Inserted

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 31

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1966

УДК 551.79(047)

Ответственный редактор
В. И. ГРОМОВ

2-9-3
630—66

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1966 № 31

Е. В. МАКСИМОВ

ПРИЗНАКИ ОБЩЕПЛАНЕТАРНОГО ЕДИНСТВА В СОКРАЩЕНИИ ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Стадиальный характер сокращения горных ледников давно стал общепризнанным фактом. На земном шаре мало найдется теперь горных сооружений, для которых не были бы разработаны системы стадиального сокращения ледников. Однако в решении этого вопроса преобладают узкие региональные установки. Попыток найти общие закономерности стадиального распада ледников последнего оледенения мало и они крайне нерешительны.

Для Альп схема стадиального сокращения ледников вюрмского оледенения разработана А. Пенком и Э. Брюкнером (Penck u. Brückner, 1909). В дальнейшем она была уточнена Р. Клебельсбергом (Klebelsberg, 1949) и его последователями.

Исследования Л. А. Варданянца (1938) и К. Г. Тюменцева (1933) показали очевидную синхронность стадий сокращения ледников Кавказа и Алтая с альпийскими стадиями. В дальнейшем большинство этих же стадий было выделено Д. Н. Казанли (1947), П. А. Черкасовым (1957) и Л. Я. Серовым (1959) в Заилийском Алатау, Джунгарском Алатау и Кунгей-Алатау.

Широкое обобщение стадий сокращения горных ледников сделал А. В. Шнитников (1957). Он связал стадии сокращения вюрмских ледников с 1800—1900-летними ритмами изменчивости общей увлажненности материков северного полушария. Шнитников считает, что сокращения ледников имеют возвратно-поступательный характер, т. е. сокращение сменяется наступанием ледников, отложением конечных морен, а затем новым сокращением. Очередное продвижение ледников никогда не достигает границ их максимального продвижения в предыдущую стадию. Обширный материал, накопившийся за последние годы, в общих чертах подтверждает выводы Шнитникова.

Автором были проведены специальные гляциоморфологические исследования в Джунгарском, Киргизском, Кунгей и Терской Алатау, в Восточном Саяне, Кодаре и на Камчатке (Максимов, 1961, 1962, 1963а, б, 1965). На рис. 1 показана связь высот заложения стадиальных конечных морен с факторами 1850-летнего ритма [1].

Наряду с изучением высот заложения стадиальных конечных морен определялась депрессия снеговой линии по формуле Л. А. Варданянца (1932). Кроме того, стадиальные изменения высоты заложения снеговой линии изучались по карам. Результаты определения депрессий снеговой линии показаны в табл. 1.

---

[1] Кривые дегляциации показывают только общий распад оледенения (макропроцесс); стадиальность оледенения (мезоритмика) на них фактически не видна.

Способы определения депрессии снеговой линии имеют много недостатков, и поэтому величины депрессий следует рассматривать только как оценочные. Грубо обобщая данные исследований, приведенные в табл. 1, можно принять следующие величины депрессий снеговой линии по стадиям: 1100, 900, 700, 550, 350, 250, 150 и 50—60 (с теми или иными отклонениями), характерные для обширных территорий. В общем эти величины близки депрессиям, известным для Кавказа, Алтая, Эльбурса и Альп (Шнитников, 1957; Максимов, 1963а).

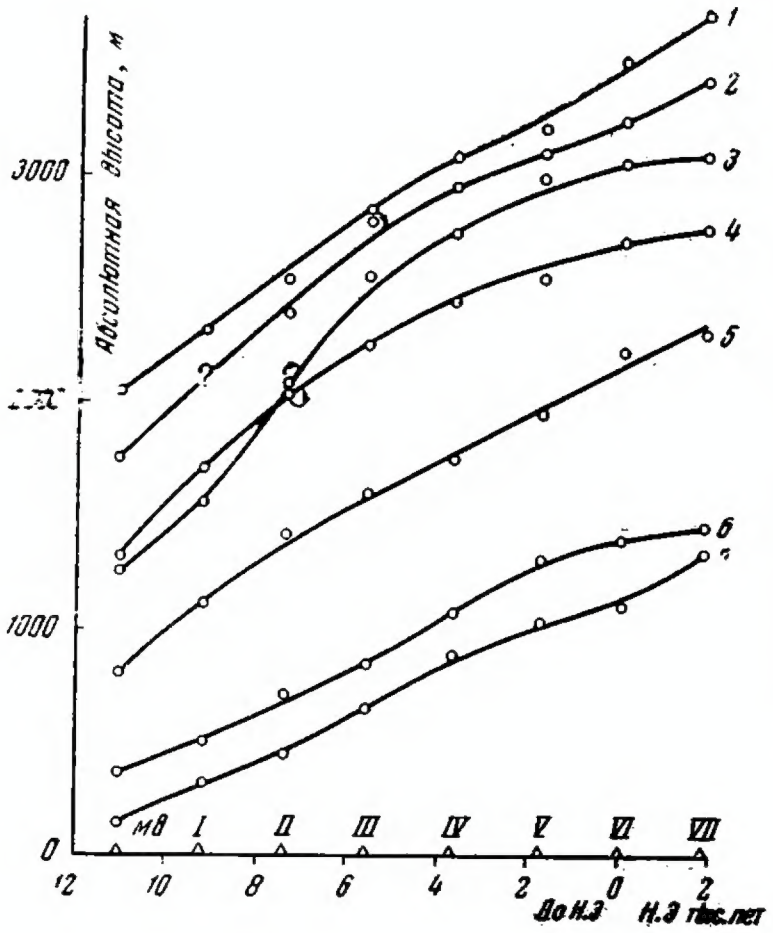


Рис. 1. Кривые дегляциации некоторых горных систем СССР (связь высот стадиальных морен с 1850-летними ритмами).

1 — Кунгей Алатау (р. Чоткал); *2* — Киргизский Алатау (р. Иссык-Ата); *3* — Джунгарский Алатау (р. Биен;) *4* — Восточный Саян (р. Иркут); *5* — Кодар (р. Верхний Сакукан); *6* — Камчатка (Ключевская сопка); *7* — Камчатка — Срединный хребет (р. Белая); *мВ*, *I* — *VII* — 1850-летние ритмы (*мВ* — максимум вюрма); точки — положение стадиальных конечных морен

В работах зарубежных исследователей последние годы также все настойчивее говорится о стадиальном характере сокращения горных ледников разных районов мира.

Прежде чем приступить к обзору условий дегляциации в ряде горных стран, необходимо очень кратко сформулировать принципиальные положения, дающие возможность отличить последнее оледенение от предыдущих и одну стадию последнего оледенения от другой.

1. В отличие от более древних оледенений формы рельефа, созданные последним оледенением, как правило, сохранились. Поэтому троговая форма долин, цирки, кары, боковые и конечные морены, широко распространенные в горных областях, чаще всего созданы именно последним оледенением. Формы рельефа, созданные предыдущими оледенениями, как правило, разрушены.

2. Формы рельефа, возникшие во время последнего оледенения, находятся в различной степени сохранности в зависимости от того, как давно они были оставлены ледниками. Нижние части трогов, давно покинутые ледниками, обычно бывают в большей или меньшей степени разрушены. Послеледниковый врез обычно не превышает 100 *м*, но в отдельных случаях, при тектонической активности района или значительном увлажнении, он может быть значительно больше (вероятно, до 200 и даже 300 *м*). Из-за разрушения нижних частей трогов размываются и аккумулятивно-ледниковые формы.

3. Постепенное сокращение ледника сопровождается, как известно, отложением основной морены, покрывающей освобождающуюся из-под ледника территорию чехлом более или менее постоянной мощности. Конечные морены свидетельствуют о длительном пребывании края ледника в одном и том же районе. По своему облику конечные морены неодинаковы. Можно назвать конечноморенные ландшафты, конечноморенные

Таблица 1

Результаты определения депрессий снеговой линии для некоторых горных систем Азии

Стадия		Восточный Саян		Кодар		Киргизский Алатау	
по А. В. Шнитникову	альпийская	по формуле	по карам	по формуле	по карам	по формуле	по карам
МВ *	Вюрм. . .	980	1060—1130	940	1000—1100	1000—1100	(>1300)
I	Шлирен. .	760	820—910	780	870	850—950	950
II	Аммерзее	560	640—720	610	650	600—750	700
III	Бюль. . .	480	470—510	480	550	450—540	520
IV	Гшнитц	330	300—360	400	350	320—430	340
V	Даун. . .	210	[200]**	310	[230]	230—250	190
VI	Эгезен . .	90	[140]	190	[140]	140—170	100
VII	Фернау. .	Около 60	[50]	Около 80	[50]	Около 50	Около 50

Таблица 1 (окончание)

Стадия		Джунгарский Алатау	Кунгей Алатау	Камчатка	
по А. В. Шнитникову	альпийская	по формуле	по формуле	по формуле	по карам
МВ *	Вюрм . .	1100—1300	1060	1000	[>1000] 960—1020
I	Шлирен .	900—1000	900	880	870—910
II	Аммерзее	630—760	740	790	720—830
III	Бюль . .	500—560	550	650	560—660
IV	Гшнитц .	300—400	370	420	460—500
V	Даун . .	150—200	260	310	380
VI	Эгезен . .	80—110	130	190	[220—280]
VII	Фернау .	30—60	60	Около 60	[90]

* МВ — максимум вюрма.
** В квадратных скобках даны мало проверенные величины.

поперечные валы, конечноморенные языки, поворачивающие к оси долины боковые морены и забронированные глетчеры.

Формирование того или иного типа конечной морены связано с местными условиями — рельефом, геологическим строением, увлажнением и т. п.

4. Конечные морены любого типа обычно состоят из нескольких — двух, трех, четырех — слившихся конечноморенных комплексов. Здесь мы имеем дело со стадиальными моренами различных рангов. Первые отражают многовековую изменчивость ледников, вторые — очевидно, внутривековую; первые разделены по высоте сотнями метров, вторые — двумятремя десятками метров, а иногда и несколькими метрами.

5. Существует определенная связь между ландшафтным обликом конечной морены и ее стадиальной принадлежностью. Морены, давно оставленные ледником и находящиеся в нижней части гор, заросли лесом или другой растительностью. Близкие же к леднику морены либо совсем лишены растительности, либо только начинают осваиваться ею.

6. Отложение конечных морен было вызвано задержкой в отступании ледников. Эти задержки в отступании ледников, в свою очередь, вызывались временным прекращением подъема снеговой линии.

При неизменном положении снеговой линии создавались условия, благоприятные для формирования каров. Поэтому стадиальным конечным моренам в долинах рек соответствуют уровни каров на склонах гор.

Статистическая обработка высот заложения каров в различных горных системах, выполненная автором в самое последнее время, показала что 8-ми стадиальным конечным моренам соответствуют не 8 уровней каров, как предполагалось раннее, а 12 уровней. В табл. 1 отражены только основные (но не все) уровни каров.

Обратимся теперь к фактам [1].

ЕВРОПА

Распад древних ледников Рила-Родопского горного массива изучал М. Головня (1962). Автор приводит многочисленные сведения о конечных моренах в истоках рек Марицы, Быстрицы, Месты и Искыра. Наиболее низко расположенная конечная морена (на высоте 1160 *м*) обнаружена им в долине Большого Искыра. Наиболее высокая (2565 *м*) — залегает в цирке в бассейне Быстрицы. Остальные конечные морены приурочены в основном к следующим высотам: 1340—1360, 1640—1670, 1780—1850, 1930—2010, 2140—2250 и 2340—2390 *м*. Наиболее полный ряд последовательно залегающих конечных морен (всего шесть) обнаружен в бассейне Быстрицы. Приведенные уровни конечных морен мы связали с 1850-летними ритмами А. В. Шнитникова (рис. 2). Получена несомненно закономерная связь.

Аналогичные данные имеются в работе И. Ксандра (Ksandr, 1962) для Высоких Татр в Карпатах. Ссылаясь на Парча, автор приводит высоты стадиальных конечных морен на северном (1037, 1278, 1528 и 1780 *м*) и южном (1016, 1225, 1551 и 1897 *м*) склонах Татр. Ксандр, подтверждая результаты, полученные Парчем, для южного склона Татр приводит следующие высоты расположения конечных морен: 1734, 1919 и 2001 *м*. Кроме того, на высоте 2140 *м* имеются формы, связанные с фазой новейшего отступания ледников. Современных ледников нет, но встречаются фирновые поля с ледяным основанием.

Обобщая данные Парча и Ксандра, можно наметить следующие уровни конечных морен на южном склоне Татр: 1016, 1225, 1551, 1734, 1897—1919, 2001 и 2140 *м*. Одного уровня, очевидно, недостает. Наличие фирновых полей с ледяным основанием свидетельствует о том, что ледники в Татрах исчезли совсем недавно. Тогда можно морену на высоте 2140 *м* принять как морену VII стадии. Судя по графику связи (см. рис. 2), недостает максимальной морены вюрмского оледенения, которая должна была находиться на высоте 800 *м*.

Г. Рейхельт (Reichelt, 1961) выделил три стадии вюрмского оледенения в Шварцвальде. Суммируя данные по разным долинам, он наметил следующие высотные интервалы этих стадий: максимальная — 600—800 *м*, Титзее — 820—920 *м*, Ципфельхоф — 915—1040 *м*. Не приходится удивляться, что здесь обнаружено только три стадии — самая высшая точка Шварцвальда достигает только 1493 *м*.

Интересные сведения можно почерпнуть из небольшого очерка Н. В. Башениной (1961) о ледниковых формах рельефа в северной Скандинавии. Автор пишет о трех уровнях в троговых долинах и о привя-

[1] Закономерности сокращения ледников Альп, Кавказа, Алтая и Эльбурса достаточно полно отражены в работах А. В. Шнитникова (1957, 1963 и др.) и здесь не рассматриваются.

занных к этим уровням каровых нишах. Высота этих уровней 400—450, 250—300 и 100—150 *м* над ур. моря. Еще один, более высокий, уровень каров занят ледниками. Высота гляциации (снеговой линии) в северной Скандинавии, согласно Х. Альману (Ahlmann, 1943), равна 1000 *м*. Подсчитывая по приведенным каровым уровням депрессию снеговой линии, мы получаем 550—600, 700—750 и 850—900 *м*, т. е. величины, близкие депрессиям стадий III, II и I. У. Хольтедаль (1958, стр. 312) указывает, что в Финмаркене на севере Норвегии имеются цирки, затопленные морем. Это, очевидно, цирки максимальной стадии, которые должны давать депрессию в 1100—1200 *м*.

В Пиренеях Л. Гарсия-Зайнц (Garcia-Sainz, 1941) выделил три стадии сокращения ледников, конечные морены которых соответственно лежат на высотах 1750, 2200 и 2550 *м*. Эти стадии он сопоставляет с альпийскими стадиями бюль, гшнитц и даун (по Шнитникову, III, IV и V стадии). Г. Виерс (Viers, 1961), изучавший следы древнего оледенения в массиве Карлит, установил, что ледники во время максимальной стадии оледенения достигали высоты 1200—1600 *м*. Кроме того, он наметил две стадиальные остановки в отступании ледников — на высотах 1750—1850 и 2200—2300 *м*. На карте Виерса видно, что конечные морены

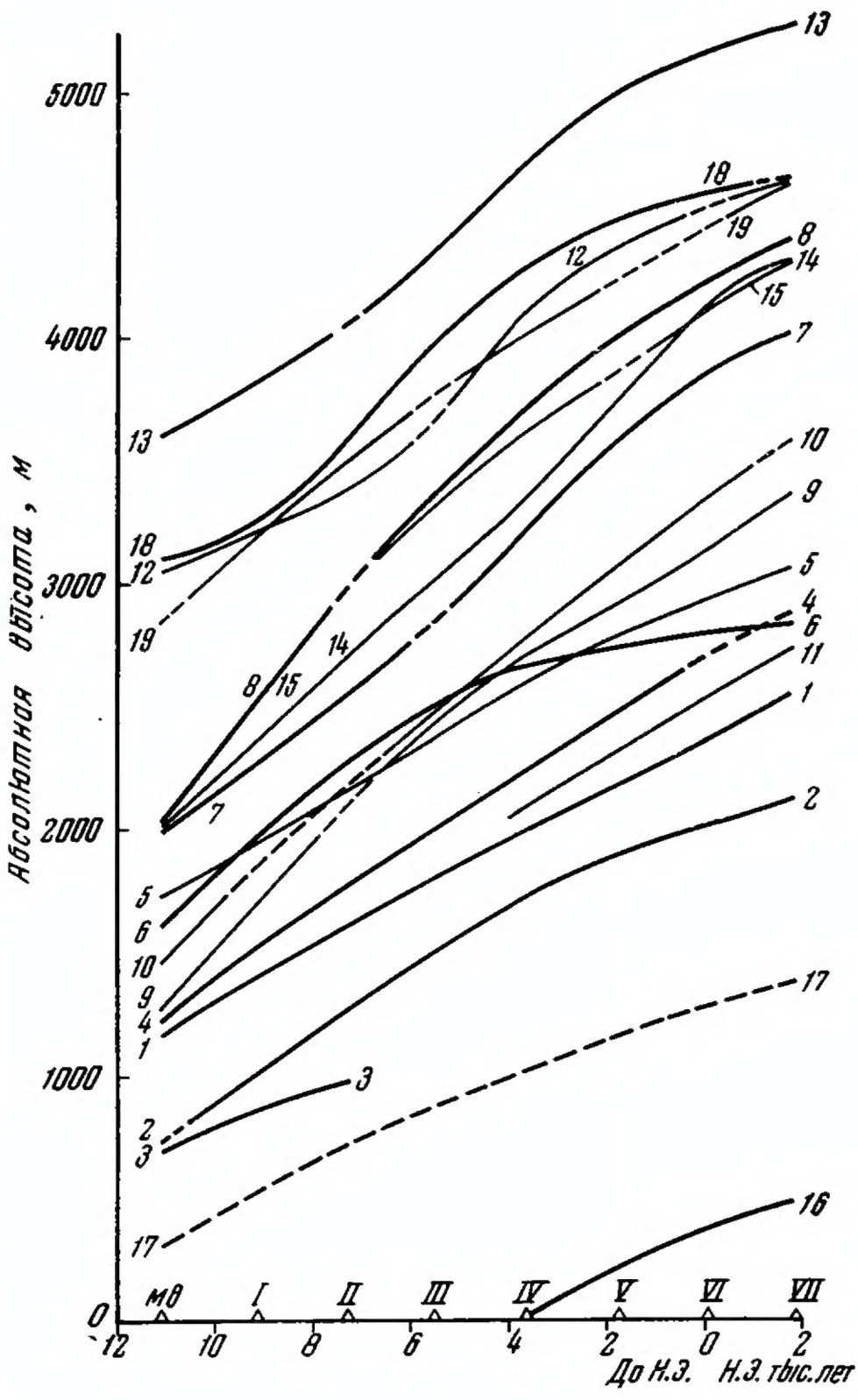


Рис. 2. Кривые дегляциации горных систем зарубежных стран

1 — Рила-Родопские горы; *2* — Высокие Татры; *3* — Шварцвальд; *4* — Пиренеи; *5* — Сьерра-Невада (Испания); *6* — Восточный Тянь-Шань; *7* — Западный Куньлунь; *8* — Гималаи (Непал); *9*—Гималаи (Нанга-Парбат); *10* — Гиндукуш; *11* — Восточно-Понтийские горы; *12* — Кения; *13* —Килиманджаро; *14* — Рувензори; *15* — о-в Новая Гвинея; *16* — Западная Гренландия; *17*—хребет Брукса (Аляска); *18* — Истаксиуатль (Мексика); *19* — Сьерра-Невада-де Гуикан (Южная Америка). Прерывистая линия — участки кривых с недостающими конечными моренами; *мВ*, *I — VII* — 1850-летние ритмы (*мВ* — максимум вюрма)

имеются на высотах 1200, 1500—1600, 1900 и в цирках 2200—2300 *м*. Обобщая материалы этих двух авторов, можно признать, что конечные морены на высотах 1200, 1500—1600, 1750, 1900, 2200—2300 и 2550 *м* соответствуют стадиям МВ, I, II, III, IV и V. Сведений о двух последних стадиях — VI и VII — нет. Точки, соответствующие выделенным стадиям, легли на графике (см. рис. 2) со значительным разбросом. Поэтому, возможно, стадиальное определение некоторых морен произведено нами неточно.

На юге Испании в горах Сьерра-Невада древние конечные морены описал Х. Пашингер (Paschinger, 1956). Из карты, приложенной к его работе, можно заключить, что конечные морены распространены в основном в интервалах 1700—1780, 1900—1950, 2100—2200, 2300—2450, 2600—2650, 2750—2850, 2900—2950 и 3000—3100 *м*. Нанесенные на график (см. рис. 2) эти высоты показывают вполне определенную закономерность распада оледенения. Однако данные по Сьерра-Неваде мы не можем считать вполне надежными в связи со схематичностью карты Пашингера.

Л. Хемпель (Hempel, 1958) установил существование в Сьерра-Неваде трех уровней каров на высотах 2000—2200, 2400—2500 и 2750—2850 *м*. Современная снеговая линия в Сьерра-Неваде, по мнению Хемпеля, проходит выше 3500 *м*. С этим согласиться нельзя, так как в интервале высот 2800—2900 *м* существует крохотный современный ледник. Оценочно высоту современной снеговой линии можно принять в 3100—3200 *м*. В этом случае округленные величины депрессий снеговой линии, рассчитанные по уровням каров, составят 1050, 700 и 350 *м*.

Обзор имеющихся сведений по горам зарубежной Европы показывает, что не только в Альпах, но и в Карпатах, Родопах, Пиринеях, Сьерра-Неваде и Шварцвальде мы имеем дело с вполне определенным стадиальным характером сокращения древних ледников.

АЗИЯ

По горам зарубежной Азии есть материалы не только зарубежных, но и отечественных авторов. В частности, некоторые сведения о стадиальных конечных моренах Восточного Тянь-Шаня можно найти в работе Б. А. Федоровича и Ян-Ти-сяня (1960). В долине Музарта ими зарегистрирована конечная морена на высоте 1950 *м*, а в долине его притока Топу-Давана конечные морены обнаружены на высотах 1940, 2500, 2645, 2780 и 2850 *м*. Еще выше начинается покрытый моренным панцирем лоб ледника. В долине самого Музарта конечные морены встречены на высотах 2540, 2580, 2600 и 2630 *м*. Ледник начинается с 2730 *м*. В долине Тугбельчи морены лежат на высоте 2520, 2560, 2630, 2710 и современная (голая) на высоте 2780 *м*. В соседней долине Чонтереку морены обнаружены на высотах 1600, 2300 и 2670 *м*. Выше, очевидно, те же четыре конечные морены, что и в долине Музарта. Ледник начинается с 3055 *м*. Значительная разница в высотах концов современных ледников затрудняет анализ конечных морен. С полной уверенностью можно сказать, что есть конечные морены на высотах 1600, 1940—1950, 2300 и 2520—2540 *м*. Выше во всех долинах есть еще по четыре морены, но высоты их четких рубежей не имеют.

Для нанесения на график (см. рис. 2) мы взяли четыре указанные морены (долины Музарта и Чонтереку) и четыре последовательно залегающие морены в долине Топу-Давана.

Отрывочные сведения о высоте конечных морен в Западном Куньлуне можно найти в работах Г. Соболевского (1918), Н. А. Беляевского (1948),

В. М. Синицина (1959) и Э. М. Мурзаева (1961). Наиболее низкое положение конечной морены (2000—2100 *м*) отмечено Мурзаевым в горах Кингтау (урочище Кочкарата). В соседней долине Гёздарьи морены встречены на уровнях 2250 и 2500 *м*. В долине Раскемдарьи Мурзаев описал конечноморенный комплекс на высоте 4000 *м*. По данным Беляевского, древние ледники в районе Санджу оканчивались на высоте 3900—4000 *м*, а в Яркендском секторе — на уровне 3500—3600 *м*. В долине Раскемдарьи Беляевский наблюдал моренные выносы на высотах 3800—4000 и 3650 *м*. В районе с. Чакар Федорович отметил древнюю морену на абсолютной высоте 3200 *м*. Соболевский нижнюю границу распространения древних ледников в Западном Куньлуне определяет в 3600 *м*. Синицин определяет высоту концов древних ледников в 3300—3400 *м* на самом западе и 3700—3900 *м* в горах района Хотана. Стадиальное определение приведенных конечных морен затруднено большой разницей высот концов современных ледников. В горах Конгура средняя высота окончания ледников, по Мурзаеву, составляет 4070 *м*. В более восточных районах она повышается. В первом приближении уровни стадиальных конечных морен в горах Западного Куньлуня можно наметить следующим образом: 2000, 2250, 2500, 3200, 3600, 3800 и 4000 *м*. Нанесение этих морен на график (см. рис. 2) показывает, что одной стадиальной морены (очевидно, III стадии) не хватает. Кривую морен Западного Куньлуня следует рассматривать только как ориентировочную.

Х. Хойбергер (Heuberger, 1956) изучал следы древнего оледенения в долине Боте-Кози (Восточный Непал). Засыпанный мореной лоб ледника Нангпа, занимающего головную часть долины, спускается до высоты 4400 *м*. Автор считает эту морену мореной XIX в., т. е. относит к VII стадии. На высоте 4200 *м* долина реки снова перегорожена конечноморенным валом. Ниже этой морены конечных морен, отложенных главным ледником, нет. Но зато в главную долину выдвигаются конечноморенные лбы долин боковых притоков. Одна такая морена выпирает из небольшой правой долины и оканчивается на высоте 4200 *м*. Неподалеку от сел. Марлунг из боковых долин снова выпирают конечные морены. Мощный моренный лоб выступает из долины правого притока Боте-Кози — р. Лангмоче. Все эти морены оканчиваются на высоте около 4000 *м*. У пос. Тами из боковых долин спускаются три конечноморенных лба. Их подножие лежит на высоте 3700 *м*. Наконец, из небольшой долинки конечная морена спускается к сел. Тамму (абс. высота 3350 *м*).

Очевидно, что это стадиальные морены боковых ледников. Конечные морены главной долины после отступания ледника были размыты. Подпруженные главным ледником боковые ледники после его отступания спустились до дна главной долины и отложили свои конечные морены. В настоящее время ледники этого бассейна оканчиваются приблизительно на одной и той же высоте. Трудно допустить, что ранее одни ледники могли спускаться до 3350 *м*, в то время как другие оканчивались на высотах 3700, 4000 и 4200 *м*. Несомненно, это конечные морены разных стадий.

В долине Дуду-Кози прекрасно сохранилась конечная морена на высоте 3700 *м*. В долине Боте-Кози ниже впадения Дуду-Кози следы древнего ледника видны на высоте 2500 *м* около пос. Гата. Здесь вал боковой морены загибается, превращаясь в конечную (?) морену. Значительное количество эрратических валунов имеется в долине Боте-Кози выше пос. Гата (2900 *м*). Ниже Гата молодой врез превышает 100—150 *м*, и следы оледенения не сохранились. По всей видимости, морену около пос. Гата нельзя считать максимальной. Хойбергер обнаружил конечную морену около сел. Чиобаз восточнее Катманду на высоте 2020 *м*.

Материалы Хойбергера дают основание предполагать, что древние ледники бассейна Боте-Кози и смежных бассейнов спускались до абсолютных отметок 2000 *м*. Во время своего отступания они останавливались на высотах 2500, 3350, 3700, 4000, 4200 и 4400 *м*. Очень неопределенные признаки остановки ледника имеются на высоте 2900 *м*.

Г. Вагнер (Wagner, 1962) описал конечноморенные образования долины р. Диамир у подножия Нанга-Парбат. Описание дополнено отлично составленной картой ледника Диамир и верхней части долины. Открытый язык ледника лежит на высоте 3615 *м*. На расстоянии 1,5; 2,0; 3,5 и 5,0 *км* от края ледника последовательно залегают конечные морены на высотах: 3400, 3100, 2900 и 2700 *м*. Ниже последней морены форма долины вплоть до впадения Диамира в р. Бунар остается троговой. В устье Диамира на высоте 1700 *м* находятся остатки конечной морены. Вагнер считает, что ее отложил ледник первой верхнеделювиальной стадии. Следы конечной морены есть также на высоте 2400—2500 *м* около пос. Яил. Остатки еще одной морены Вагнер зарегистрировал около впадения Бунара в Инд на высоте 1200—1300 *м* (?).

Пользуясь картой Вагнера, мы подсчитали методом Гефера высоту фирновой линии на леднике Диамир. Она оказалась равной 5260 *м*. Далее, по формуле Л. А. Варданянца, нами была подсчитана депрессия снеговой линии по моренам «3400», «3100», «2900», «2700» и «1700». Полученные величины депрессий — 40, 130, 200, 340, 590 и 960 *м* — очень близки депрессиям снеговой линии стадий VII, VI, IV, III и I в горах Советского Союза (см. табл. 1).

Неполный ряд стадиальных конечных морен Гиндукуша можно найти в работе А. Дезио (Desio, 1962). В котловине Борак (бассейн правого притока Аму-Дарьи — р. Кокши) на высоте 1440—1450 *м* Дезио обнаружил прекрасно сохранившийся конечноморенный ландшафт. Он считает, что эта морена отложена ледником во время его максимальной экспансии. В боковых притоках Кокши конечноморенные плотины обнаружены им на высотах 2480, 2600—2800 *м*, 3110 (у озера Шива) и 3300—3400 *м*. Нанесение высот этих морен на график (см. рис. 2) показывает, что это вероятнее всего конечные морены стадий MB, III, IV, V и VI.

Восемь стадий сокращения ледников Эльбруса описано Х. Бобеком (Bobek, 1937). Автор не останавливается здесь на этом районе, так как этот вопрос подробно разобран в его статье (Максимов, 1963а).

По стадиальному сокращению ледников гор Малой Азии имеется несколько работ (Frinç, 1949a, 1949, 1952; Stratil-Sauer, 1961). На вулкане Эрджи Эринч описал две морены на высотах 3040 и 3150 *м*. Последнюю он относит к «малому ледниковому веку» (VII стадия). В Восточно-Понтийских горах он также обнаружил следы двух экспансий ледников — послеледниковую и историческую. В горах Качкардаг Эринч описал конечные морены на высотах 2000 (максимальная), 2300, 2500 и 2600 *м*. Современные концы ледников лежат на высоте 2850—2940 *м*. Высота современных морен, судя по карте, 2700—2800 *м*. Стратил-Зауер описал ряд конечных морен. Они без особого труда могут быть разделены на четыре яруса: 2100—2150, 2300, 2550—2600 и 2800—2850 *м*. Суммируя материалы обоих исследователей, можно принять следующие высоты стадиальных морен: 2000—2150, 2300, 2500—2600 и 2700—2800 *м* (современные морены). Эти морены, очевидно, можно принять как морены IV, V, VI и VII стадий. Сведений о более ранних моренах Восточно-Понтийских гор у нас нет. Итак, сокращение горных ледников Азии подобно распаду ледников европейских горных систем.

В горах Тянь-Шаня, Алтая, Восточного Саяна, в Кодаре, Гималаях, Куньлуне, Гиндукуше, на Эльбурсе, Кавказе, в Восточно-Понтийских го-

рах мы, несомненно, имеем дело с одним и тем же явлением. Сюда, очевидно, можно отнести и горы Тихоокеанского сектора Азии. Так, Ю. П. Дегтяренко (1961) в Корякском хребте обнаружил следы шестисеми стадий сокращения ледников (долина р. Учхичхиль).

АФРИКА

О стадиальных изменениях ледников гор Восточной Африки имеется оставшаяся не замеченной в нашей стране прекрасная работа Э. Нильсона (Nilsson, 1931). Нильсон не только устанавливает стадии сокращения ледников гор Кении, Рувензори и Килиманджаро, но и связывает их с изменениями водности озерных бассейнов Восточной Африки (рис. 3).

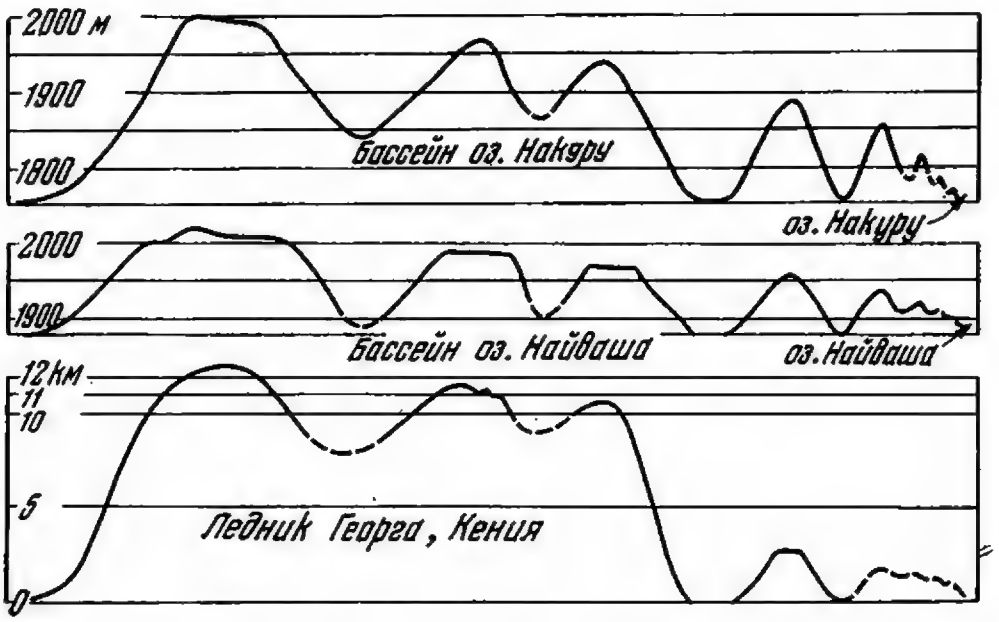


Рис. 3. Изменения уровня древних озер в бассейнах озер Накуру и Найваша в сравнении с изменением длины древнего ледника в долине Георга (Кения)

Сам автор выделяет шесть-семь стадий сокращения ледников и соответственно шесть-семь древних уровней озер, но на его графике фактически видны все восемь ритмов. Работа Нильсона самым тесным образом перекликается с выводами А. В. Шнитникова.

На склонах горы Кении в долине Георга автор выделяет следующие уровни конечных морен: 3050, 3200, 3300—3400, 4400, 4700 *м* (около ледника). Почти такие же высоты имеют стадиальные морены в долине Телеки. Ф. Чарнлей (Charnley, 1959) дополняет картину, нарисованную Нильсоном. На склонах Кении он регистрирует конечные морены на высотах 3440, 4080—4180, 4270—4420 и 4600 *м*. Теперь у нас есть основания утверждать, что на склонах Кении имеются следующие ярусы конечных морен: 3050, 3200, 3300—3440, 4080—4180, 4270—4420 и 4600—4700 *м*. Судя по графику (см. рис. 2), перечисленные морены следует отнести к стадиям МВ, I, II, IV, V и VII.

В долине Ратцеля на склонах вулкана Килиманджаро Нильсон выделяет следующие уровни морен: 5280 (современная), 5120, 5000, 4650—4750, 4000—4100 и 3600—3800 *м*. В последнем случае речь, очевидно, идет не об одном, а о двух уровнях морен — на высоте 3600 и 3800 *м*. Это предположение подтверждается тем, что в южных долинах Килиманджаро Нильсон выделяет конечные морены на высоте 3780 и 3550 *м*, хотя и относит их к одному уровню. На наш взгляд, отнесение к одному уровню столь отличных по абсолютной высоте морен неоправданно.

Учитывая громадный разрыв (650 *м*) между четвертым и пятым уровнями, мы считаем, что в этом интервале недостает одной стадиальной морены. Расположение точек на графике (см. рис. 2) подтверждает это.

Для Рувензори Нильсон приводит высоту только трех стадиальных морен — 1980, 2700—2800 и 3300 *м*. Е. Бергстрем (Bergström, 1955) упоминает конечные морены на высотах 2000, 3800 и 4150 *м*. Высота открытого конца ледника Елены, по Бергстрему, 4430 *м*. Р. Флинт (Flint, 1959) считает, что ледники Рувензори спускались только до 2350 *м*. Наиболее полные сведения имеются в работе Ж. Хейнцелена (Heinzelin, 1962). Он описывает конечные морены XVII—XVIII вв., определяя их высоту в 4250—4300 *м* (стадия серого озера). Далее им называются стадиальные морены на высоте 3750—3800 *м* (стадия черного и зеленого озера) и 2900—3200 *м* (стадия Бутаху).

Обобщая данные всех перечисленных исследователей, можно без труда наметить все восемь уровней конечных морен: 1980—2000, 2350, 2700—2800, 2900—3000, 3300, 3750—3800, 4150 и 4250—4300 *м*.

Не остается сомнения, что закономерное стадиальное изменение ледников (а соответственно и увлажненности), известное для материков северного полушария, распространяется и на экваториальную Африку.

ОКЕАНИЯ

В приэкваториальной зоне южного полушария расположена небольшая ледниковая группа гор о-ва Новая Гвинея. Следы былого оледенения этих гор изучал И. Дози (Dozy, 1938). Материалы Дози доказывают несомненно стадиальный характер сокращения ледников. Судя по приведенным схемам и описаниям, ниже ледников Мерен и Карстенс имеется шесть — восемь последовательно залегающих конечных морен. К сожалению, в работе почти совсем не приводятся абсолютные высоты залегания морен. Около концов ледников Дози описывает современные лишенные растительности моренные гряды. Ледник Мерен оканчивается на высоте 4380 *м*. Подножие современной морены, лежащей у края ледника, очевидно, находится несколько ниже. Не будет грубой ошибкой, если высоту подножия этой морены мы примем в 4300 *м*. Ниже расположено несколько сближенных моренных валов. Моренный вал у Зеленого озера порос травами и мхом. Его приблизительная высота, по схеме Дози, 4100 *м*. По расположению валов боковых морен Дози насчитывает три-четыре стадии сокращения ледника. В работе Дози есть еще указание о следах конечной морены на высоте 2500 *м*. Наиболее низкие формы ледникового рельефа фиксируются Дози на высоте 1930—2000 *м*. Современная снеговая линия в горах Карстенс, по Дози, проходит на высоте 4670 *м*. Высоту плейстоценовой снеговой линии он определяет в 3810 *м*. Депрессия снеговой линии в этом случае составит 860 *м*. Кроме того, он приводит высоту заложения каров, равную 4090 *м*. Депрессия снеговой линии, подсчитанная по карам, равна 580 *м*.

Аналогичными исследованиями занимался Э. Рейнер (Reiner, 1960) в северо-восточной части о-ва Новая Гвинея, на хребте Бисмарка. Им установлено, что современная снеговая линия на горе Вильгельма проходит на высоте 4700 *м*, т. е. всего на 30 *м* выше, чем в массиве Карстенс. Древние ледники спускались здесь до высоты 3300 *м*. Кроме того, конечная морена отмечена на высоте 3600 *м*. Кары обнаружены Рейнером на высоте 3500—3660 *м*. Это значит, что депрессия снеговой линии на горе Вильгельма равна 1100—1200 *м*, т. е. соответствует депрессии максимальной стадии на территории СССР и в Альпах.

Итак, основываясь на материалах Дози и Рейнера, мы можем признать, что в горах о-ва Новая Гвинея есть следы конечноморенных образований на высотах 2000, 2500, 3300, 3600, 4100 и 4300 *м*. Нанесение этих высот на график (см. рис. 2) показывает, что это морены стадий MB, I, III, IV, VI и VII. Кривая связи морен Новой Гвинеи с 1850-летними ритмами несомненно закономерна и очень близка к непальской кривой. Кроме того, основываясь на высоте заложения каров, можно утверждать, что депрессия снеговой линии максимальной стадии вюрма составила 1100—1200 *м*. Есть также кары, дающие депрессию в 580 *м*, что близко к депрессии III стадии.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

А. Вейдик (Weidick, 1961) выделил четыре стадии сокращения Гренландского ледника (Западная Гренландия, район Юлианхоба): Ниаквор-накасик, Тунугдлиарфик, Нарсарсуак и «малый ледниковый век». Первая из них отложила морену на 500 *м* ниже современного края ледника (фактически под уровнем современного моря), вторая — на 200—300 *м* ниже края ледника. Во время стадии Нарсарсуак ледник занимал промежуточное положение между современной мореной и мореной стадии Тунугдлиарфик. Эти стадии, очевидно, сопоставимы со стадиями IV, V, VI и VII (по А. В. Шнитникову).

Д. Крайнслей (Krinsley, 1960) составил карту следов ледниковой деятельности в районе Данмаркс-фиорда (северо-восточная Гренландия). Конечноморенные валы, согласно Крайнслею, вытянуты почти сплошными линиями параллельно краю современного ледника. Обычно конечные морены сопровождаются сетью маргинальных каналов. В районе Данмаркс-фиорда выделяются следы по крайней мере пяти таких систем, соответствующих задержкам в отступании ледника (на расстоянии 200, 110, 90, 70 и 30 *км*). Если сюда добавить еще современные морены, о которых пишет Вейдик, то общее число морен достигнет шести. Наиболее удаленная от ледника морена большей частью погружена под воды Данмаркс-фиорда. Поэтому мы не можем судить о том, является ли она максимальной.

В арктическом секторе Аляски на северном склоне хребта Брукса Р. Деттерман, А. Бовшер и Д. Дутро (Detterman, Bowsher, Dutro, 1958) установили следы шести наступаний ледников. Две наиболее ранние стадии — Анактувук и Сагаванирктоκ — они считают довисконсинскими. Их возраст, по радиоуглеродным данным, значительно превышает 8000 лет. Ледники обеих стадий спускались с гор, образуя ледники подножий. Ледники стадии Анактувук удалялись на 64 *км* от гор, а стадии Сагаванирктоκ — на 40 *км*. Моренный рельеф обеих стадий сильно размыт, но все-таки сохранились пологие округлые холмы, усыпанные валунами и покрытые тундрой.

Остальные четыре стадии — Иткиллик, Эхука, вершина Алапа и вершина Фан — в общем соответствуют горным частям долин. Только ледники стадии Иткиллик выходили концами ледников в предгорье. Ледники стадии вершины Фан находились в цирках на высоте 1380 *м*. Ледники стадии вершины Алапа удалялись на 4,8—16,0 *км* от цирков, а стадии Эхука — на 32—64 *км* от цирков. Возраст стадии Эхука определен в 8300 ± 270 лет.

Почти в этом же районе аналогичные работы проводили В. Хольмс и Ч. Луис (Holmes a. Lewis, 1960). Стадию вершины Фан они расчленили на две стадии: цирковые морены II и цирковые морены I. Морены первой

невелики по размерам и лежат почти перед всеми ледниками. Вторые лежат ниже и начинают зарастать.

Стадию вершины Алапа они называют стадией Петерс. Очень важным обстоятельством является то, что между стадиями цирковых морен I и Петерс они обнаружили следы еще одной стадии. Эту стадию они считают либо более ранней стадией наступания, чем стадия цирковых морен I, либо стадией отступания стадии Петерс. В резюмирующей таблице эта стадия не отмечена. Назовем ее условно «стадия цирковых морен III».

Стадии Эхука и Иткиллик они сопоставляют со стадиями Шредер и Чемберлен. Наконец, стадии Анактувук и Сагаванирктоκ они объединяют под названием стадии Веллер.

Относительная сохранность моренного рельефа почти всех стадий, а также абсолютная датировка стадии Эхука (около 8000 лет) позволили нам все перечисленные морены считать висконсинскими. На рис. 2 мы свели результаты всех исследований и получили восемь стадий сокращения ледников последнего оледенения [1].

Особый интерес вызывают сведения о цирках северной части Берегового хребта (Канада), приводимые М. Миллером (Miller, 1961). Автор статистически обработал 218 цирков и выделил пять уровней их заложения на высотах 106, 308, 524, 735 и 960 *м* над ур. моря. Согласно Миллеру, средний уровень наиболее низко расположенных цирков, заполненных льдом, равен 1050 *м*. По существу, это высота современной снеговой линии. Мы подсчитали депрессию снеговой линии для всех пяти уровней и получили следующие величины (округленно): 90, 310, 530, 740 и 940 *м*, т. е. величины удивительно близкие депрессиям снеговой линии VI, IV, III, II и I стадий (см. табл. 1). Вряд ли можно считать случайным совпадение величин депрессий снеговой линии Берегового хребта в Канаде и, скажем, Киргизского или Кунгей Алатау.

Отсутствие цирков максимальной стадии, депрессия которых равнялась бы 1100—1300 *м*, неудивительно. Такие цирки затоплены морем. С этим явлением мы уже сталкивались в северной Скандинавии. На графике Миллера (Miller, 1961, стр. 841) есть, правда неопределенные, следы еще двух сгущений каров, дающих депрессии. примерно от —30 до +60 *м* и около 240—250 *м*. Это, очевидно, цирки VII и V стадий.

Миллер указывает на параллелизм уровней цирков с эроизонными формами долин, т. е. со стадиями отступания висконсинского оледенения.

В Центральной Америке сравнительно полные данные имеются по сокращению ледников мексиканского вулкана Истаксиуатль. Х. Лоренцо (Lorenzo, 1958), обобщая материалы Де Терра и Уайта (De Terra, 1947; Mooser a. o, 1956), приводит следующие сведения. Флювиогляциальные террасы на склонах вулкана обнаружены на высоте 2400—2450 *м*. Изучение морен показало, что висконсинские (вюрмские) ледники спускались ниже 3100 *м*. Далее следовали еще три более слабых наступления ледников. Конечные морены, связанные с этими наступлениями, обнаружены в интервале высот от 3200 до 4000 *м*. Еще выше конечные морены отмечены на высотах 4280 и 4450 *м*, а также следы маленьких морен около 4540 (?). В настоящее время ледники оканчиваются на высотах 4670—4780 *м*.

Приведенные материалы показывают, что на склонах вулкана Истаксиуатль стадиальные конечные морены имеются на следующих высотах:

---

[1] Кривая дегляциации хребта Брукса построена ориентировочно по данным Р. Деттермана, А. Бовшерами, Д. Дутро с использованием карт (United States Department, 1 : 250 000: 1. Killik River, Alaska, 1956; 2. Chandler Lake, Alaska, 1956).

ниже 3100, ~3200, ~3600, ~4000, 4280, 4450 и ~4540 *м*. По-видимому, неучтенными оказались современные морены ледников. Таким образом, для вулкана Истаксиуатль мы имеем надежные сведения о семи стадиях сокращения последнего оледенения. К сожалению, высотные границы распространения конечных морен несколько неопределенны.

Л. Бласкуец (Blasquez, 1961) отмечает наличие морен перед фронтом современных ледников вулкана Истаксиуатль. С учетом этих морен можно допустить, что мы имеем «полный набор» из восьми стадиальных морен.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Картина стадиального сокращения ледников Южной Америки не может быть в настоящее время нарисована полностью. Громадную работу по изучению следов последнего оледенения в горах Патагонии и Огненной Земли проделал К. Кальдениус (Caldenius, 1932). Им была охвачена обширная территория от 41° ю. ш. до южной оконечности Огненной Земли. С удивительной четкостью по всему восточному склону Анд выделяется система из четырех вложенных систем конечных морен, запруживающих крупнейшие озера Анд. Все эти морены лежат в предгорной полосе у выхода рек из гор. Эти морены нельзя рассматривать как горные — они залегают на близких абсолютных высотах и фактически являются конечными моренами покровного оледенения. Указанные морены Кальдениус сопоставляет с европейскими стадиями: максимальной, данигляциал, готигляциал и финигляциал. По ленточным глинам возраст четвертой системы он определяет в 9000—8300 лет до н. э. и сопоставляет ее с мореной Салпаусселькя. Еще одну, пятую, систему морен, расположенную далеко в долинах Кордильер, он обозначает как систему постфинигляциал и сопоставляет ее с альпийской стадией бюль (как будет видно дальше, ее скорее можно сопоставить со стадией гшнитц). В некоторых кордильерских долинах Кальдениус выделил не одну, а две и даже три системы последовательно залегающих конечных морен постфинигляциала. Это прежде всего относится к озерам Фонтана и Лаплата и к «Долине 16 Октября». Здесь, кроме четырех названных морен, есть еще по три системы морен. Не менее двух систем морен постфинигляциал имеют районы озер Пуередон (Pueyrredon) и Буэнос-Айрес. Во всех случаях, отмечая морены постфинигляциала, Кальдениус, очевидно, не имеет в виду современные конечные морены, лежащие у края ледников. Так, в районе озера Пуередон зарегистрированы конечные морены в 1,5—2,0 и 4,0—5,0 *км* от края ледников.

Е. Феруджио (Feruglio, 1933), изучавший морены Патагонии в районе озера Аргентино, пишет об амфитеатрах морен по краям андийских озер, состоящих из трех главнейших дуг. Четвертую систему морен он, как и Кальдениус, обозначает в озере Аргентино на расстоянии 21—25 *км* от ледников. Кроме того, он отмечает конечные морены в 2—6 *км* от края ледника и современные морены ледников.

К. Хойсер (Heusser, 1960) в районе озера Сан-Рафаэль (южное Чили) выделил тройную систему конечных морен Темпанос. Возраст наиболее древней морены по C^{14} определен в 4—5 тыс. лет назад. Возраст средней морены отличается всего на 200—400 лет, возраст наиболее молодой морены не установлен. Кроме того, Хойзер пишет о современных моренах ледников, образовавшихся в XIX в.

И. Мерцер (Mercer, 1960) снова отмечает, что патагонские ледники имеют хорошо выраженные моренные валы XVIII—XIX вв. На небольшом расстоянии от ледников имеются еще один-два вала конечных морен,

более массивных, чем современные. Их возраст, по мнению автора, не менее 500 лет.

Наиболее интересные сведения приводятся в работе Р. Товара Арицы (Tovar Ariza, 1962). Изучая моренные образования Сьерра-Невада-де Гуикан (Восточных Кордильер Колумбии), автор обнаружил восемь моренных уровней. Каждый из них представляет скопление валунов. Все

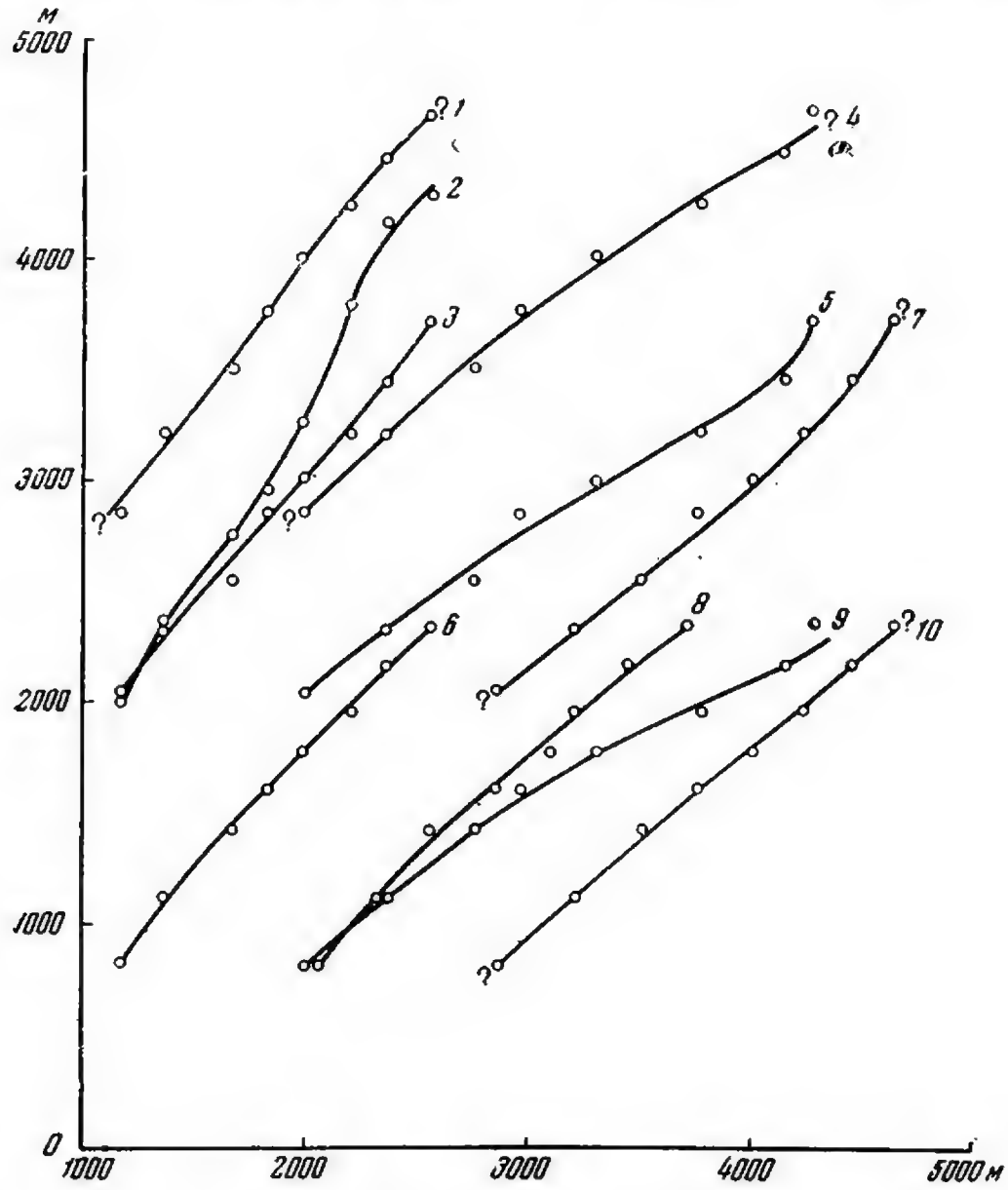


Рис. 4. Связь высот соответствующих стадиальных конечных морен

1 — Сьерра-Невада-де Гуикан — Рила-Родопы; *2* — Рувензори — Рила-Родопы; *3* — Кунгей — Рила-Родопы; *4* — Сьерра-Невада-де Гуикан — Рувензори; *5* — Кунгей — Рувензори; *6* — Кодар — Рила-Родопы; *7* — Кунгей — Сьерра-Невада-де Гуикан; *8* — Кодар — Кунгей; *9* — Кодар — Рувензори; *10* — Кодар — Сьерра-Невада-де Гуикан

морены, за исключением самой верхней, уже оставлены ледником. Из восьми моренных уровней наиболее важны уровни на высотах 3200, 3500 и 4000 *м*. Современная морена ледника лежит на высоте 4640 *м*. К сожалению, сведений о других четырех уровнях в работе Товара Арицы нет.

Мы попытались по четырем указанным моренам восстановить весь ход распада ледника (см. рис. 2). Наиболее закономерный облик кривая получает в том случае, если конечные морены на высотах 3200, 3500 и 4000 *м* отнести к I, II и IV стадиям. Опираясь на эту кривую, можно предположить, что остальные конечные морены должны находиться на высотах 2850, 3750, 4230 и 4450 *м*.

Приведенные материалы показывают, что как в Северной, так и в Южной Америке распад горных ледников носил стадиальный характер

Таблица 2

Депрессии снеговой линии по стадиям, м

Стадия	Некоторые горные системы СССР (округленно)	Северная Скандинавия	Сьерра-Невада (Испания)	Гималаи (Нанга-Парбат)	О-в Новая Гвинея	Северная Америка
МВ	1100	>1000	[1050]*	?	1100—1200	?
I	900	850—900	?	960	?	940
II	700	700—750	[700]	?	?	740
III	550	550—600	?	590	580	530
IV	350	?	[350]	340	?	310
V	250	?	?	200	?	[240]
VI	150	?	?	130	?	90
VII	50—60	?	?	40	?	[40]

* В квадратных скобках даны мало проверенные величины.

и, по всей вероятности, прошел через восемь стадий, маркированных конечными моренами.

Обобщая сведения по дегляциации всех рассмотренных горных систем Европы, Азии, Африки, Океании, Северной и Южной Америки, можно сделать некоторые предварительные выводы:

1. Во всех рассмотренных горных системах распад древних ледников носил стадиальный характер. Периоды быстрого сокращения ледников чередовались с периодами отложения конечных морен.

2. Число стадий сокращения ледников в горных системах, по которым мы располагаем наиболее полными сведениями, равно или близко восьми. Для горных систем, по которым сведения более отрывочные, почти всегда можно, пользуясь связями высот заложения конечных морен с 1850-летними ритмами, приблизительно восстановить положение недостающих морен.

3. Связь стадиальной дегляциации гор с ритмами увлажненности очевидна. Кривые связи почти во всех случаях однотипны и закономерны. Установлена также очевидная связь между высотами стадиальных морен различных горных стран (рис. 4).

4. Величины стадиальных депрессий снеговой линии, известные для горных районов территории СССР, по всей видимости, могут быть распространены и на некоторые другие горные системы мира. Особенно важным доказательством в этом отношении является единый стадиальный характер заложения каров (табл. 2).

5. Существует несомненная зональная закономерность в положении кривых дегляциации. Наиболее высокое положение занимают кривые горных стран, лежащих в экваториальных или близких к ним широтах. Ледники максимальной стадии оканчивались в этих широтах на высотах 2000—3600 *м*. Кривые дегляциации умеренных и субтропических широт занимают промежуточное положение. Концы ледников максимальной стадии лежали здесь в интервале высот 600—2000 *м*. Наиболее низкое положение занимают кривые дегляциации северной зоны умеренных широт и субарктической зоны. Концы ледников максимальной стадии (а иногда и более поздних) в большинстве случаев спускались в этих широтах в море.

6. Средний размах высоты между максимальной стадией и стадией XVII—XIX вв. близок 1700 *м*. Особенно высок он (более 2000 *м*) в горах экваториальных и тропических стран. В тех случаях, когда горные ледники выходили на равнину, образуя предгорные ледники, высотные закономерности распространения ледников нарушались.

7. Распад горных ледников последнего оледенения, несомненно, обладает определенными признаками единства и связан с общепланетарными закономерностями динамики климата.

В заключение работы необходимо подчеркнуть, что было бы грубой ошибкой думать, что во всех горных системах земного шара с математической последовательностью сформировались конечные морены всех восьми систем. Региональные физико-географические особенности бывают достаточно сильны, чтобы нарушить эту закономерность.

Автор отдает себе отчет в том, что некоторые сведения, приведенные в работе, дискуссионны. Многие вопросы и, в частности, вопросы корреляции стадий сокращения горных и покровных ледников и абсолютной хронологии стадий еще далеки от своего разрешения. Важно то, что в громадном количестве имеющихся данных о характере сокращения горных ледников заметны определенные черты единства.

ЛИТЕРАТУРА

Башенина Н. В. Ледниковые и тольцовые формы рельефа северной Скандинавии.— Вестник МГУ, 1961, № 3.

Беляевский Н. А. К орографии и геоморфологии горных областей Западного Куньлуня.— Изв. ВГО, 1948, т. 80, вып. 3.

Варданянц Л. А. Простейший способ подсчета депрессии снеговой границы.— Изв. ГГО, 1932, т. 64, вып. 6.

Варданянц Л. А. О древнем и современном оледенении Алтая и Кавказа.— Изв. ВГО, 1938, т. XX, вып. 3.

Головня М. Проучвания на глациалната морфоскулптура в източния дял на Рила планина.— Годишник Софийск. ун-т. Биол.-геол.-геогр. фак., 1962, кн. 3.

Дегтяренко Ю. П. К стратиграфии четвертичных отложений восточной части Корякской горной системы.— Материалы Совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских о-вов в г. Оха. М., Гостоптехиздат, 1961.

Казанли Д. Н. Новые данные о вюрмском оледенении в Заилийском и Кунгей-Алатау.— Вестник АН Каз. ССР, 1947, № 6 (27).

Максимов Е. В. Стадиальный характер отступания вюрмских ледников в Джунгарском Алатау и в некоторых других горных системах Азии.— Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 1.

Максимов Е. В. Многовековая изменчивость ледников Северного и Внутреннего Тянь-Шаня.— Тезисы докл. на симпозиуме по гляциологии «Колебания режима существующих ледников». Алма-Ата, 1962.

Максимов Е. В. О стадийном характере сокращения древних ледников в Джунгарском Алатау.— Ученые зап. ЛГПИ им. А. И. Герцена, 1963а, т. 244.

Максимов Е. В. Многовековая изменчивость ледников бассейнов Иссык-Аты и Аламедина в Киргизском Алатау.— Изв. ВГО, 1963б, т. 95, вып. 6.

Максимов Е. В. Единый характер сокращения вюрмских ледников в горах Средней Азии, Восточной Сибири и Камчатки.— Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 3.

Мурзаев Э. М. Географические особенности Куньлуня.— В сб. «Куньлунь и Тарим». Изд-во АН СССР, 1961.

Серов Л. Я. Депрессии снеговой границы в Заилийском Алатау.— Вестник АН Каз. ССР, 1959, № 5 (170).

Синицын В. М. Центральная Азия. М., Географгиз, 1959.

Соболевский Г. К современному и древнему оледенению в Западном Куэн-Луне.— Изв. РГО, 1918, т. LIV, вып. 1.

Тюменецев К. Г. Отчет геолого-гляциологической части Алтайской экспедиции 1933 г.— Труды ледник. экспед. МГГ. 1933, вып. 2.

Федорович Б. А., Ян-Тин-сянь. Новые данные о характеристике и количестве оледенений китайской части Тянь-Шаня.— В сб. «Природные условия Синьцзяна». Изд-во АН СССР, 1960.

Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. II. ИЛ, 1958.
Черкасов П. А. К вопросу о древнем оледенении Джунгарского Алатау на примере бассейна р. Лепсы.— Вопр. геогр. Казахстана, 1957, вып. 2.
Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария.— Зап. ВГО, 1957, новая серия, т. 16.
Шнитников А. В. О единстве общих условий распада вюрмского оледенения горных сооружений Евразии.— Гляциолог. исследования, № 9. МГГ. Изд-во АН СССР, 1963.
Ahlmann H. W., Norge, Natur och näringsliv. Stockholm, 1943.
Bergström E. The British Ruvenzori Expedition, 1952. Glaciological observations. Preliminary report.— J. Glaciol., 1955, v. 2, 17.
Blasquez L. L. Des glaciares de Mexico.— Bol. Inst. geol. Univ. nac. autónoma Mexico, 1961, N 61.
Bobek H. Die Rolle der Eiszeit in NW Iran.— Z. Gletscherkunde, 1937, Bd. XXV.
Caldenius C. Las Glaciaciones Cuaternarias en la Patagonia v Tierra del Fuego.— Geogr. ann., 1932, t. XIV. H. 1—2.
Charnley F. E. Some observations on the glaciers of Mt. Kenya.— J. Glaciol., 1959, v. 3, N 25.
Desio A. Expanzioni glaciali quaternarie nel territorio di Faizabad (Afghanistan).— Atti Accad. naz. Lincei. Rend. Cl. sci. fis., mat. e natur., 1962, v. 32, N 3.
Detterman R. L., Bowsher A. L. a. Dutro T. I. Glaciation on the Arctic Slope of the Brooks Range, Northern Alaska.— Arctic v. II, N I, 1958.
De Terra H. Teoria de una Cronologia geológica para el Valle de México.— Rivista mexicana de Estudios antropologicos, 1947, t. 9, n^{os} I, 2, et 3.
Dozy J. J. Eine Gletscherwelt in Niederländisch-Neuguinea.— Z. Gletscherkunde, 1938, XXVI, H. 1/2.
Erinç S. Eiszeitliche Formen und gegenwärtige Vergletscherung im nordostanatolischen Randgebirge.— Geol. Rundschau, 1949a, Bd. XXXVIII.
Erinç S. Eiszeitliche und gegenwärtige Vergletscherung in der Kackardag-Gruppe.— Rev. Fac. sci. Univ. Istanbul, ser. B, 1946б, N 2.
Erinç S. Glacial evidences of the climatic variations in Turkey.— Geogr. ann., 1952, Arg. XXXIV, H. 3—4.
Feruglio E. La glaciazione attuale le fasi glaciali quaternarie e i loro rapporti coi terrazzi marini nella Patagonia.— Boll. Comit. Glac. Ital., 1933, N 13, Torino.
Flint R. E. Pleistocene climates in Eastern and Southern Africa.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, v. 70.
Garcia-Sainz. Les fases epiglaciares del Pirineo español.— Estud. geogr., 1941, t. II, N 3.
Heinzelin J. de. Carte des extensions glaciaires du Ruvenzori (Versant Congolais). Biul. perygl. Łódzk. towarz. nauk, 1962, N 11.
Hempel L. Zur geomorphologischen Höhentufung der Sierra-Nevada Spaniens.— Erdkunde, 1958, Bd. 12, N 4.
Heuberger H. Beobachtungen über die heutige und eiszeitliche Vergletscherung in Ost-Nepal.— Z. Gletscherkunde und Glazialgeol., 1956, Bd. III.
Heusser Calvin J. Late-Pleistocene environments of the Laguna San-Rafael area, Chile.— Geogr. Rev., 1960, v. 50, N 4.
Holmes W. G. a. Lewis C. R. Glacial geology of the Mount Chamberlin Area, Brooks Range, Alaska.— In «Geology of the Arctic», v. II, 1960.
Klebelsberg R. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. II, 1949.
Krinsley D. B. Late-Pleistocene glaciation in Northeast Greenland.— In «Geology of the Arctic», v. II, 1960.
Ksandr J. Über die glaziale und periglaziale Problematic in der Tschechoslowakei.— Biol. perygl. Łódsk. towarz. nauk, 1962, N 11.
Lorenzo J. Préhistoire et Quaternäire recent au Mexique. Etat actuel des connaissances.— Anthropologie, 1958, v. 62, N 1—2.
Mercer J. H. Glacier flüctuations on the eastern side of the South Patagonien Andes. Bull. Geol. Soc. America, 1960, v. 71, N 12, Pt 2.
Miller N. M. A distribution study of abandoned cirques in the Alaska — Canada boundary range.— In «Geology of the Arctic», v. 2, Toronto, Univ. Press, 1961.
Mooser F., White S. E. et Lorenzo J. L. La Cuenca de México. Publ. n 2. Instituto Nacional de Antropologia e Historia. México, D. F., 1956.
Nilsson E. Quarternary glaciations and Pluvial lakes in British East Afrika.— Geografiska ann., 1931, Årg. XIII, h. 4.
Paschinger H. Würmvereisung und Spätglazial in der Sierra Nevada (Spanien).— Z. Gletscherkunde und Glazialol. geol., Bd. III, 1956.
Penck A. u. Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, 1909.
Reichelt G. Der würmzeitliche Ibach Schwarzenbach — Gletscher und seine Rückzugsstadien.— Ber. naturforsch. Ges. Freiburg, 1961, Bd. 51, N 1.

Reiner E. The glaciation of Mount Wilhelm, Australian New Guinea.— Geogr. Rev., 1960, N 4.
Stratil-Sauer G. Beobachtungen im Istpontischen Gebirge unter besonderer Berücksichtigung der Kältezeitformen.— Mitt. Österr. geogr. Ges., 1961, Bd. 103, N 1.
Tovar Ariza R. La Sierra Nevada de Güicán, Boyaca.— Bol. Soc. geogr. Colombia, 1962, v. XX.
Viers G. Le glaciaire du massif du Carlit (Pyrénées-Orientales) et ses enseignement.— Rev. geogr. Pyrénées et Sud-Ouest, 1961, v. 32, N 1.
Wagner G. Diamirtal und Diamirgletscher. Geographische und glaziologische Beobachtungen am Nanga Parbat (Deutsche Diamir — Expedition 1961).— Mitt. geogr. Ges. München, 1962, N 47.
Weidick A. Differential Behaviour of the ice Cap Margin in the Julianchäb district West Greenland.— «Polarforschung», 1961 (1963), Bd. 5, N 1—2.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

1966 № 31

А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ

О ПРОИСХОЖДЕНИИ СРЕДНЕАЗИАТСКИХ ЛЁССОВ

В основу представлений о происхождении среднеазиатских лёссов нами положено изучение отдельных разрезов лёссовых толщ различных областей среднеазиатской лёссовой провинции. Исследовались лёссы северного склона Киргизского хребта, хребта Атбаши, р. Арысь, Приташкентского района, Восточной Ферганы, Самарканда, южного склона Каратюбинских гор, долины Вахша и, наконец, предгорий Копет-Дага. Исключительно интересные данные, объясняющие основные стадии процесса образования лёссов как горной породы, были получены автором при изучении современного лёссообразования в холодных высокогорных степях Внутреннего Тянь-Шаня (Черняховский, 1966).

В дискуссии, посвященной лёссовой проблеме, до сих пор обсуждаются вопросы происхождения исходного лёссового материала и самой сущности «облёссования». Оба эти вопроса тесно связаны с познанием процессов выветривания эпохи образования лёсса. Исследования процессов выветривания в различных ландшафтно-географических зонах высокогорных и равнинных областей Казахстана и Средней Азии позволили нам (Черняховский, 1963, 1965, 1966) получить новые данные о характере вертикальной и широтной климатической зональности современного элювия, а также подойти к палеогеографической интерпретации реликтового антропогенового элювия сходных типов. Методика параллельного изучения элювия и продуктов его переотложения дала возможность связать происхождение некоторых типов континентальных отложений с определенными типами элювия. Она позволила отделить первичные признаки элювия от вторичных, связанных с процессами, происходящими во время переноса и отложения осадка, а также во время его диагенеза. Были получены интересные данные, которые по-новому осветили некоторые спорные моменты генезиса лёссов. Кроме того, удалось поставить ряд методических вопросов для будущих работ в этой области.

Исследование показало, что наиболее грубый состав продуктов выветривания образуется в условиях высокогорного субнивального, нивального, умеренно-теплого и холодного аридного климата. Выветривание в этих условиях сводится главным образом к дезинтеграции пород действием морозного и температурного выветривания. Конечные продукты выветривания в этих условиях представлены глыбовым элювием в субнивальной зоне или пылевато-щебенчатым элювием в областях с аридным и нивальным климатом.

Относительно более тонкий состав имеют продукты современного выветривания узкой полосы влажного (лесо-лугово-степного и субальпийского) горного пояса, полупустынной и особенно степной зоны равнинных областей Казахстана. В этих условиях дезинтеграция выветривающихся пород происходит под воздействием расклинивающего действия тончайших водных пленок и силами, обусловленными увеличением объема минералов при их гидратации. Выветривание в степных условиях

сопровождается гидратацией, а иногда частичной монтмориллонитизацией биотита, гидратацией серицита и хлоритов, частичной монтмориллонитизацией роговых обманок и плагиоклазов и т. п. Конечные продукты выветривания представлены разрыхленными дресвяниками или глинистыми дресвяниками.

Современная эпоха в Средней Азии характеризуется значительным сокращением площади былого оледенения. Деградация и отступание горных ледников продолжаются и в настоящее время. Наблюдения над положением снеговой линии и интенсивностью оледенения хребтов различной экспозиции и положения показывают, что развитие ледников тесно связано с количеством выпадающих осадков, а сокращение современного оледенения обусловлено прогрессирующей аридизацией климата Средней Азии (Яншин, 1961). Аридные условия, господствующие в настоящее время на большей части среднеазиатской горной провинции (Суслов, 1954; Калесник, 1937), определяют грубый состав современного элювия склонов. «В результате склоны гор и перевалы сплошь покрыты мощным плащом грубого обломочного материала в виде щебня, реже глыбовых россыпей, почти совершенно лишенных растительного покрова... Осыпи длинными серыми полосами спускаются вниз по дну ущелий, нагромождая огромные конуса выноса, обильно питают реки материалом выноса, иногда засыпают ущелья настолько, что под осыпями скрываются поверхностные воды... Продукты физического выветривания, скопляющиеся на дне небольших боковых ущелий, становятся рано или поздно добычей текучих вод, подвергаются дальнейшему переносу и переработке. Ливневой режим выпадения осадков в горах, в связи с обилием обломочного материала на крутых и лишенных растительности горных склонах, способствует возникновению разрушительных силей»,— пишет С. П. Суслов (1954, стр. 664—665). Силевые потоки и постоянно текущие реки выносят в предгорья массу грубого обломочного материала, что определяет возникновение характерного для аридных условий грубого валунно-галечного пролювия.

Плювиальные холодные эпохи антропогенового периода, совпадающие с развитием горного оледенения в Средней Азии (Герасимов, Марков, 1939а, б; Григорьев, 1946; Федорович, 1946), характеризовались значительным расширением области развития относительно более тонкого элювия степного типа. Реликты этого элювия сохранились в горных районах, часто в таких условиях, где в настоящее время формируются лишь грубые продукты физического выветривания. С изменением состава элювия склонов, а следовательно, резким сокращением поступления в долины щебенчатого материала галечно-валунные конуса выноса предгорных шлейфов на склонах северо-западной, западной и северной экспозиции перестают формироваться и сменяются лёссовидными породами. Грубый элювий и соответственно грубые по механическому составу пролювиальные шлейфы имели в это время ограниченное развитие лишь в отдельных районах, лежащих в пределах «дождевой тени», например в западной части Ферганской депрессии, в горной части долины р. Зеравшан и т. п. Щебенчатые конуса выноса подобных районов, очевидно являющиеся фациальными аналогами лёссов, здесь рассматриваться не будут. Изучение условий формирования современных делювиальных лёссов, образующихся в холодных высокогорных степях Внутреннего Тянь-Шаня, а также плейстоценового элювия и одновозрастных ему лёссов позволяет наметить тесную парагенетическую связь между элювием склонов и предгорными лёссами Средней Азии. Последние рассматриваются автором как делювиально-пролювиальные образования, формировавшиеся в условиях холодного степного климата.

Пролювиальный генезис лёссов Средней Азии впервые был установлен А. П. Павловым (1903, 1909) и С. С. Неуструевым (1925). Впоследствии эта гипотеза поддерживалась Г. А. Мавляновым (1958), Н. П. Васильковским (1951, 1952, 1964) и др. По мнению Н. П. Васильковского, лёссы — продукты холодного климата ледниковых эпох. В процессе их формирования различаются протогенетическая, сингенетическая и диагенетическая стадии. Все эти процессы происходили одновременно, что способствовало накоплению мощных толщ лёсса. Основная роль в лёссообразовательном процессе отводится Н. П. Васильковским протогенетической стадии, в которую формируются, по его мнению, такие свойства лёсса, как его карбонатность и агрегатность. В процессе переноса происходит лишь механическая сортировка материала, а в диагенетическую стадию — перераспределение в лёссах первичных карбонатов. Наши наблюдения подтверждают общую схему Н. П. Васильковского, однако вносят в нее существенные коррективы. Это касается главным образом природы происхождения исходных лёссовых компонентов и относительной роли отдельных стадий лёссообразовательного процесса в формировании окончательного литологического облика породы (табл. 1).

Таблица 1

Схема лёссообразовательного процесса

Протогенетическая стадия	Сингенетическая стадия		Диагенетическая стадия
	Перенос материала	Отложение материала	
Выветривание силикатных и карбонатных пород в областях денудации с образованием мелкозема и карбонатных растворов	Сортировка и дальнейшая дезинтеграция материала; выпадает из взвесей некоторое количество кальцита; образуются глинисто-алевритовые агрегаты	Формирование основных свойств лёсса (пористость, осаждается пелитоморфный кальцит, и т. п.)	Уплотнение и дальнейшее обызвесткование породы, имеющей уже лёссовые свойства и облик; частичное перераспределение карбонатов внутри толщи лёсса за счет использования внутреннего резерва, а также метасоматические процессы замещения различных минералов лёсса хемогенным кальцитом

Протогенетическая стадия. По мнению Н. П. Васильковского, образование исходного лёссового материала происходит в условиях морозного выветривания. Оно обеспечивает обогащение продуктов дезинтеграции карбонатами, которые цементируют мельчайшие частицы в агрегаты, отвечающие пылеватой фракции. Фактически морозное выветривание приводит к образованию грубого щебенчато-глыбового и глыбового элювия с незначительным количеством тонкого практически бескарбонатного материала (Черняховский, 1965). По этой причине продукты морозного выветривания не могут служить исходным материалом для образования лёссов. Таким материалом для плейстоценовых среднеазиатских лёссов служил тонкий глинисто-дресвяный элювий, аналогичный элювию, который развивается в настоящее время в пределах субальпийского горного пояса, но области развития подобного элювия в плювиальные ледниковые периоды значительно расширялись. Реликты древнего антропогенового глинисто-дресвяного элювия степного типа присутствуют в ныне полупустынных и пустынных сухих ландшафтных поясах нижних ступеней среднеазиатского горного обрамления. Это свидетельствует о том, что гру-

бые щебенчатые элювиальные образования, соответствующие пустынным и полупустынным климатическим зонам, в ледниковые эпохи на горных склонах отсутствовали. Характер поверхности склонов среднеазиатских гор в холодные плювиальные периоды ледниковых эпох можно представить по аналогии с характером поверхности высокогорных холодных степей Внутреннего Тянь-Шаня, где и в настоящее время идет образование лёссов. В высокогорной степной зоне сглаженные склоны и вершины довольно крутых гор почти не имеют скальных выходов. Щебенчатые осыпи и развалы щебня на склонах отсутствуют. Склоны сложены рыхлым элювием, а ниже — лёссовым делювием и покрыты такыровидной коркой. Редкая скудная растительность не препятствует сносу разрыхленного материала и не способна создавать почвенный покров.

В соответствии с характером элювия горные склоны в ледниковые эпохи поставляли преимущественно тонкий материал без большого количества валунов и щебня. Элювиальные процессы сопровождались выщелачиванием первичных карбонатов из выветривающихся пород. Образованием мелкозема в результате выветривания силикатных пород и насыщенных гидрокарбонатно-кальциевых вод (преимущественно за счет выщелачивания карбоната из карбонатсодержащих материнских пород) заканчивается протогенетическая стадия лёссообразования.

Сингенетическая стадия. Образующийся на горных склонах тонкий элювиальный материал вместе с карбонатными растворами непрерывно передвигался вниз по склону и в предгорья, формируя лёссы. При этом осуществлялась дальнейшая дезинтеграция подготовленного выветриванием материала в результате истирания и его механическая сортировка. Вследствие этого лёссы при приближении к горам — источникам сноса, очень быстро или постепенно переходят в лёссовидные суглинки, супеси и далее в настоящие щебенчатые образования, обычно смешанные с большим количеством палевого карбонатного мелкозема. Подобная фациальная изменчивость весьма характерна для лёссовых толщ Средней Азии и отмечалась многими исследователями (Павлов, 1903, 1909; Кригер, 1951; Скворцов, 1957; Васильковский, 1964, и др.). Эти переходы лёссов в лёссовидные суглинки, обогащенные грубым материалом, при приближении к горам отмечал в письмах к М. И. Ломоновичу В. А. Обручев (Ломонович, 1963). Похоже, что сходная картина наблюдается и в разрезах Китайской лёссовой провинции. Во всяком случае из полевых наблюдений Обручева (1900) следует, что лёссы Северного Китая ближе к горному обрамлению обогащаются более грубым материалом. Подобные же наблюдения имеются и у В. Н. Павлинова (1959, 1961).

Грубый обломочный материал, содержащийся в лёссовидных суглинках, часто находится в выветрелом состоянии и точно соответствует по составу породам близлежащих склонов, на которых местами сохраняются реликтовые элювиальные образования антропогенового возраста. Петрографическое изучение лёссовых толщ в непосредственной близости к горному обрамлению позволяет увидеть характерные минеральные компоненты местных коренных пород и среди тонкого алевритового материала лёссов, лишенных грубых обломков. В этом отношении особенно характерны современные делювиальные лёссы, развитые в районе перевала Акбеит во Внутреннем Тянь-Шане, делювиальные лёссы долин Чирчика и Ангрена, а также плейстоценовые лёссы Самаркандского района. Последние состоят из выветрелой дресвы и мельчайших обломков разрушенных гранитов Каратюбинских гор. Хорошей иллюстрацией этому служат также лёссы района пос. Китаб. В их составе отчетливо видны алевритовые частицы развитых здесь выветрелых до дресвы метаморфических сланцев. При некотором удалении от гор минералогические отличия от-

дельных разностей лёссов обычно стираются. Это происходит из-за слияния и перемешивания отдельных лёссовых конусов выноса с различными источниками питания. Однако и здесь зависимость литологического облика лёссов от состава материнских пород в областях денудации иногда остается достаточно заметной, но только при сравнении лёссов различных, более или менее крупных регионов. Отличия лёссов отдельных регионов заключаются не столько в составе терригенной составляющей, сколько в содержании в них глинистого вещества и карбонатов, т. е. тех компонентов, которые являются основой их структурных связей. Зависимость содержания карбонатов и глинистого вещества в лёссах от состава коренных пород, развитых в областях денудации, изучена далеко не достаточно. Наблюдения, которые в этом отношении имеются, в самом общем виде показывают, что лёссы, развитые в районах преимущественного распространения пород, например гранитов, дающих в элювии малое количество глинистого вещества и не содержащих карбонатов, мало глинисты и относительно слабо карбонатны. В результате этого они бывают слабо связаны. Примером могут служить лёссы некоторых участков северного склона Киргизского хребта. Лёссы в районах развития карбонатных пород обычно сильно известковистые. Приближаясь к горам, они нередко переходят в «каменные лёссы», т. е. алевритовые известняки, в значительной мере потерявшие просадочные свойства. Прослои таких пород обнаружены среди лёссов, близ выходов палеозойских известняков, севернее пос. Китаб. Глинистые разности лёссов распространены в районах развития пород, дающих при выветривании большое количество глинистого вещества, например серицито-хлоритовых сланцев. Глинистыми, как правило, бывают лёссы в районах распространения песчано-глинистых толщ мезо-кайнозоя. Примером могут служить лёссы некоторых разрезов Вахшской долины. В лёссах, образованных за счет переотложения мезозойских пород песчано-глинистого состава, наряду с характерными глинистыми минералами гидрослюдисто-монтмориллонитового и гидрослюдистого состава иногда встречается заметная примесь заимствованного из древних толщ каолинита.

В процессе транспортировки элювиального материала по склонам в предгорья в сингенетическую стадию лёссообразования, помимо механической сортировки, происходит также консолидация массы мельчайших обломочных частиц в характерные для лёссов глинисто-алевритовые агрегаты. Причину возникновения этих агрегатов, являющихся основой структурных связей лёссов и определяющих их просадочные свойства (Попов, Танкаева, 1961; Танкаева, 1964), следует искать в специфических свойствах глинистых минералов. В результате изоморфного замещения Si на Al в тетраэдрической координации и Al на Mg и Fe в октаэдрической координации глинистых минералов в участках замещения высвобождается заряд со знаком минус (Попов, Зубкович, 1963). Это обстоятельство приводит к возможности адсорбции глинистым веществом из среды посредством электрических сил одного катиона на один адсорбционный центр. Поскольку в данном случае мы имеем дело с водами гидрокарбонатно-кальциевого состава, таким катионом будет двухвалентный катион кальция. Адсорбция катионов кальция приведет к перезарядке активных центров и всей глинистой частицы.

Таким образом, в системе оказываются противоположно заряженные частицы: терригенные со знаком — (Цехомский, 1960) и коллоидные глинистые со знаком +. Электростатические силы взаимодействия этих зарядов приводят к облеканию обломочных алевритовых частиц в лёссах своеобразными глинистыми рубашками. Подобные глинистые рубашки вокруг обломочных частиц кварца, полевых шпатов и т. п. в виде тонкой

оторочки хорошо ориентированных глинистых чешуек ясно видны в лёссах при большом увеличении. Одновременно, в связи со стремлением системы сократить свободную энергию, идет процесс использования одного катиона двумя поверхностями в местах совпадения адсорбционных центров. Так образуется двухсторонняя электровалентная связь, которая приводит к дальнейшему наращиванию толщины глинистых пленок вокруг обломочных зерен и прочному связыванию глинистых рубашек соседних зерен между собой, т. е. к образованию сложной системы глинисто-алевритовых агрегатов. Таким образом, глинистое вещество интенсивно мобилизуется уже в предгорной части конусов, вследствие чего лёссы этих частей разреза нередко отличаются более тяжелым механическим составом.

Глинисто-алевритовые агрегаты в дальнейшем цементируются пелитоморфным карбонатом, выпадающим в процессе раннего и более позднего диагенеза осадка, образуя некоторое количество водостойких агрегатов. Пелитоморфный карбонат, сингенетичный образованию лёсса, обычно тесно ассоциирует с глинистым веществом и, по-видимому, в этом случае сам является цементируемым компонентом. Карбонаты в лёссах представлены главным образом кальцитом. Количество $CaCO_3$ в лёссах обычно варьирует в пределах от 12 до 35%. В «каменных лёссах» содержание $CaCO_3$ увеличивается до 60% и выше. $MgCO_3$ в лёссах часто отсутствует и лишь в редких случаях количество его превышает 0,5%. Преимущественно кальцитовый состав карбонатной части лёссов объясняется различной скоростью и величиной растворения кальцита и доломита природными углекислыми водами в элювии. В породах смешанного, кальцит-доломитового, состава в силу меньшей скорости и величины растворимости доломита, чем кальцита (Янатьева, 1950, 1954, 1955; Соколов, 1955), происходит выщелачивание и вынос кальцита, а доломит остается на месте в виде доломитовой сыпучки. Указанная закономерность хорошо согласуется с предположением о хемогенно-осадочном происхождении кальцита в лёссах за счет привноса его извне гидрокарбонатно-кальциевыми водами.

Не соответствует имеющимся данным широко распространенное мнение о том, что источником карбоната в лёссах является кальцит, освобождающийся при «выветривании и почвообразовании» мелкозема силикатного состава в ходе какого-то постгенетического процесса «облёссования» осадка. Помимо данных по морфологии карбонатных выделений, эти предположения опровергаются наблюдениями над степенью выветрелости обломочных полевошпатовых частиц лёссов. Последние в массе остаются свежими. Лишь чешуйки слоистых силикатов типа слюд и хлоритов, которые в лёссах обычно содержатся в незначительном количестве, обычно гидратированы и окислены. Мнение о том, что значительная часть CaO «в форме свойственного лёссу углекислого кальция образовалась не в нем путем выветривания, но была внесена извне в массу отложившегося лёсса или в процессе его отложения, или после отложения», было высказано еще Б. Б. Полыновым (1934, стр. 203). Основанием для этого послужили расчеты количественного отношения $CaO : Al_2O_3$ в лёссах. Эти отношения в украинских лёссах оказались близкими к единице. Среди первичных пород такие отношения можно встретить лишь в редких типах основных изверженных пород. Расчеты молекулярного отношения $CaO : Al_2O_3$, проведенные для среднеазиатских лёссов, показывают не менее контрастную картину. Отношение $CaO : Al_2O_3$ в современном делювиальном лёссе перевала Акбеит равно, например, 2,4 единицы, в то время как в элювии сланцев, послуживших источником лёсса, эта величина равняется всего только 0,26 единицы.

Кальцит в лёссах встречается в форме угловатых или изометрических зерен, близких по размеру к терригенным силикатным обломкам основной массы, либо в виде тончайших пелитоморфных скоплений, более или менее равномерно пронизывающих всю породу. Соотношение различных типов выделения карбонатов в лёссах различных разрезов неодинаково. По предварительным наблюдениям, которые требуют еще уточнения, пелитоморфные карбонаты преобладают в лёссах относительно более влажных районов, т. е. в предгорьях периферических хребтов, улавливающих влажные западные и северо-западные ветры и в непосредственной близости к горному обрамлению. Лёссы более сухих районов, например Копет-Дага, и удаленных от гор разрезов северного склона Киргизского хребта, содержат карбонаты преимущественно в форме угловатых и изометрических зерен.

Карбонатные зерна в лёссах имеют различное происхождение. Часть из них, главным образом угловатые зерна, образовалась за счет разрушения карбонатсодержащих пород в элювии склонов. В дальнейшем они транспортируются совместно с другими терригенными частицами и мало отличаются от них по форме и размеру. Другая и, по-видимому, основная часть карбонатных зерен лёсса образована за счет выпадения кальцита из гидрокарбонатно-кальциевых вод в результате их метаморфизации, в процессе транспортировки лёссового материала до его отложения. Очевидно, исходный лёссовый материал и сами лёссы в Средней Азии образовывались в несколько отличных климатических зонах. Растворы бикарбоната кальция совместно с мелкоземистым материалом, попадая из горных, холодных и более влажных районов, в которых формируется элювий, в относительно более теплые и сухие предгорья, постепенно теряли углекислоту и осаждали часть карбонатов еще во взвесях. Дальнейший транспорт кристалликов карбоната кальция не отличался от передвижения других терригенных частиц будущего лёсса. Подобный процесс наблюдается и в настоящее время в водах транзитных рек аридной зоны (Радушев, 1957). Карбонатные зерна, совершенно аналогичные по морфологии зернам, встречающимся в лёссах, наблюдались нами среди пойменного аллювия среднего течения рек Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи.

Другая часть карбонатов выпадала из растворов в виде пелитоморфного кальцита. Пелитоморфный кальцит в лёссах очень тесно ассоциирует с глинистым веществом, обволакивает отдельные обломочные зерна и участвует в строении глинисто-алевритовых агрегатов, поэтому следует предполагать, что основная часть кальцита в пелитоморфной форме выпадала в процессе отложения материала и в раннедиагенетическую стадию. Этот вывод подтверждается наблюдениями над образованием современных делювиальных лёссов перевалов Акбеит и Долон. Выпадение пелитоморфного кальцита в этом случае, помимо простого повышения концентрации в результате поверхностного и внутригрунтового испарения, а также прогрева природных вод, могло осуществляться в силу законов состояния и движения жидкости в пористых грунтах, представляющих собой систему капилляров с переменным сечением. По данным Н. Н. Федякина (1963), перемещение жидкости в утолщениях тонких капиллярных каналов происходит в виде тончайших пленок или пара. Одновременно вдоль стенок капилляров возникают упорядоченные структуры пленок жидкости. Такое состояние жидкости должно вызывать выпадение растворенных в ней солей, что и наблюдается в лёссах в форме инкрустаций расширяющихся каналов бордюром пелитоморфного кальцита.

Метаморфизация поверхностных и грунтовых вод приводила к накоплению в лёссах наряду с пелитоморфным кальцитом небольшого

количества сингенетического гипса. Подобные процессы, но значительно более резко выраженные, происходят и в настоящее время. По данным Д. М. Кугучкова (1937), в почвах лугового типа долины р. Зеравшан в восточных районах Самаркандской области из грунтовых вод выпадают карбонаты (шохи). В долине среднего Зеравшана образуются гипсово-карбонатные прослои (арзыки). Еще ниже, в Бухарском оазисе,— сульфаты и хлориды щелочных земель.

В сингенетическую стадию закладываются основные элементы признаков лёсса: его цвет, высокая пористость и отсутствие слоистости.

Окраска лёссов определяется комплексом причин, обусловленных минералогическим составом породы и теми гидрохимическими условиями, в которых она формируется. Палевые тона возникают у лёссов в результате смешения красновато-бурых глинистых коллоидов и частиц гидратированных и окисленных железосодержащих минералов (хлоритов, биотита, роговых обманок) со светло-серыми кальцитовыми и кварцево-полевошпатовыми частицами. Серые окраски обусловлены присутствием органики. Окисление железосодержащих минералов, находящихся в лёссах, происходит уже в элювии склонов, поэтому элементы окраски лёссов закладываются еще в протогенетическую стадию их образования.

Пористость лёссов в основном сингенетична осадкообразованию. Основная масса пор в лёссах обусловлена неплотной упаковкой отдельных обломочных частиц и агрегатов. Поры неплотной упаковки имеют обычно небольшие размеры и неправильную форму. Многие из них в момент образования лёсса и в процессе диагенетического субаэрального преобразования служили проводящими каналами для грунтовой влаги. Вследствие этого стенки их часто укреплены бордюром пелитоморфного кальцита.

В лёссах также имеются поры, возникающие в результате выделения водяных паров высыхающего наноса, и поры, обязанные своим появлением выделению CO_2 разрушающегося бикарбоната кальция в момент осаждения хемогенного кальцита. Поры этого типа имеют вид округлых полых пузырьков и вертикально ориентированных цепочек пузырьковых камер до 2 *мм* в диаметре. Они непрочны, а потому встречаются в современных лёссах Внутреннего Тянь-Шаня, но обычно отсутствуют в древних лёссах. В последних такого типа поры можно видеть лишь в сильно известковистых разностях.

Сингенетические макропоры в лёссах образованы также разложившимися остатками стеблей растений.

Наблюдения над современным образованием лёссов во Внутреннем Тянь-Шане показывают, что отсутствие видимой слоистости в них объясняется однородностью и тонкостью поступающего материала. Возникновению слоистости мешает травянистая растительность, а также такыровидное строение поверхности склона, на которую очень неровно, с многочисленными затеками, ложатся новые порции делювиального материала. Та слоистость, которая все же образуется, нарушается возникновением новых такыров после высыхания осадка, а также жизнедеятельностью животных и последующими просадками в результате разрушения непрочных крупных пор, главным образом пор, образованных пузырьками высыхающей влаги.

Вертикальное расположение трещинок многоярусных погребенных корок такыровидной поверхности, а также преобладающая ориентировка фитогенных пор и нисходящее движение цементирующих лёссы гидрокарбонатно-кальциевых вод, по-видимому, объясняют вертикальную отдельность лёссов.

Диагенетическая стадия. В диагенетическую стадию лёссообразовательного процесса происходило дальнейшее обызвесткование породы,

имеющей уже лёссовые свойства, в результате осаждения пелитоморфного хемогенного кальцита из гидрокарбонатно-кальциевых поверхностных и грунтовых вод, а также частичное перераспределение карбонатов внутреннего резерва. Перемещение и осаждение карбонатов в лёссах в диагенетическую стадию сопровождается замещением силикатных зерен кальцитом, коррозией и частичным растворением силикатных терригенных частиц в участках интенсивной карбонатизации, а также значительной коррозией сингенетичных карбонатных зерен. В результате переходит в раствор некоторое количество кремнекислоты. Одновременно происходит уплотнение породы в результате разрушения части непрочных агрегатов и цементации некоторых пор кальцитом. Наличие в растворах кремнекислоты и солей магния создает возможность осаждения в лёссах аморфного кремнезема и магнезиальных силикатов.

В диагенетическую стадию происходит формирование большей части фитогенных пор, образованных корешками растений.

Диагенетическими процессами заканчивается образование лёсса как горной породы. Последующие процессы, как правило, приводят к разрушению лёсса. Это происходит за счет почвообразования и просадок.

Наблюдения над образованием современных лёссов Внутреннего Тянь-Шаня показывают, что почва, даже слабо развитая, отсутствует в местах интенсивного смыва рыхлого элювия и накопления лёссового материала. На выположенных участках склонов под защитой останцовых скал и в других случаях, при которых снос и накопление делювиального материала замедляются, развитие растительности опережает и подавляет делювиальные процессы. В результате на отложенном прежде лёссовом субстрате формируется почва. Почвенные горизонты перерабатывают лёссы, вызывают частичное перераспределение их карбонатов и, таким образом, разрушают лёссы с поверхности. Образование почвы в благоприятных условиях происходит очень быстро. Так, на крыше частично погребенного делювием караван-сарая Таш-Рабат, построенного в XV в. у одного из перевалов хребта Атбаши на Тянь-Шане, на высоте 3100 *м* сформировалась почва, причем мощность ее не меньше мощности почв на естественных склонах. Приведенные примеры показывают, что формирование почвы и лёсса может происходить одновременно, но на разных участках поверхности. По-видимому, это положение можно перенести и на некоторые погребенные почвы, которые развивались среди лёссов Средней Азии. Почвы такого типа — местные образования. Они не могут служить стратиграфическим целям и не свидетельствуют о каких-либо климатических колебаниях.

Наряду с этим среди лёссовых толщ, судя по литературным данным (Скворцов, 1957), погребенные почвы встречаются на значительных площадях. Их образование связано с сокращением поступлений делювиального материала, а эти изменения обусловлены уже климатическими причинами. Логично допустить, что уменьшение количества поступающего делювиально-пролювиального материала в районы формирующейся лёссовой толщи в условиях Средней Азии связано с циклами временной незначительной аридизации (и потепления) климата. Причем эти колебания протекали в рамках той же самой плювиальной, холодной эпохи ледникового периода. Значительная аридизация климата, обусловленная этим деградация горного оледенения и общее потепление климата приводят к прекращению формирования лёссов, место которых в разрезе занимает валунно-галечный пролювий.

Причины просадочности лёссов вызывают наибольшее количество вопросов и до сих пор не совсем ясны. Просадочность. несомненно, связана

с общей недоуплотненностью породы и неводостойкостью его структурных связей. Как упоминалось, основой структурных связей лёссов являются глинистые пленки на поверхности алевритовых и песчаных обломков лёсса. Цементирующие лёсс глинистые чешуйки с адсорбируемыми двухвалентными катионами Ca^{2+} в местах совпадения адсорбционных центров скреплены между собой двусторонней электровалентной связью. В участках несовпадения адсорбционных центров двух соседних частиц на базальной плоскости образуются электровозбужденные участки с положительными зарядами. Эти заряды будут участвовать в процессах, вызванных той средой, в которую попадают эти частицы. Таким образом, у высушенного образца к глинистым частицам, несущим электрический заряд, при замачивании будут присоединяться молекулы воды, т. е. начнется их гидратация. По мнению И. В. Попова и Г. Г. Зубковича (1963), это явление вызывает разрыв межчастичных связей в наиболее ослабленных участках, что сопровождается высвобождением дополнительных электрических зарядов и дальнейшей гидратацией глинистой частицы. Подобные процессы, видимо, происходят при замачивании лёссов и являются одной из главных причин их просадок, так как разрушают структурные связи на границе глинистых рубашек соседних зерен. Глинистые оболочки, сохранившиеся на поверхности обломочных зерен у замоченных лёссов, по данным Л. К. Танкаевой (1964), влияют и на другие инженерно-геологические свойства лёссов, в частности, обусловливают переход их в плывунное состояние, а также объясняют тиксотропные свойства лёссов.

ЛИТЕРАТУРА

Васильковский Н. П. О некоторых генетических типах новейших континентальных отложений Средней Азии (делювий, пролювий, аллювий).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1951, т. XXVI, (2).

Васильковский Н. П. К вопросу о происхождении лёсса.— Труды Ин-та геол. АН Узб. ССР, 1952, вып. 8.

Васильковский Н. П. О происхождении лёсса.— Тезисы докл. к Всес. совещ. по изуч. четверт. периода. Секция генет. типов четверт. отлож. Новосибирск, 1964.

Герасимов И. П., Марков К. К. Четвертичная геология. Учпедгиз, 1939а.

Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1939б, т. 33.

Григорьев А. А. Циркуляция атмосферы в период максимального оледенения, как база для реконструкции климата ледниковой эпохи.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1946, вып. 37.

Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР.— М.— Л., 1937.

Кригер Н. И. Опыт комплексного геологического и грунтоведческого изучения лёссов Киргизии.— Материалы по инжен. геологии, 1951, вып. 1.

Кугучков Д. М. Образование хардпанов в долине Зеравшана.— Соц. наука и техника. Ташкент, 1937, № 7.

Ломонович М. И. Письма В. А. Обручева о лёссе.— Изв. АН Казах.ССР, серия геол., 1963, вып. 6(57).

Мавлянов Г. А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной части Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1958.

Неуструев С. С. Почвенная гипотеза лёссообразования.— Природа, 1925, № 1—3.

Обручев В. А. Центральная Азия, Северный Китай и Нань-Шань. Отчет о путешествии. Т. 1, путевые дневники. СПб., 1900.

Павлинов В. Н. Некоторые данные о генезисе китайских лёссов.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1959, т. XIV.

Павлинов В. Н. Некоторые вопросы геологии лёссовых и лёссовидных пород.— Материалы Всес. совещ. по изуч. четверт. периода, т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.

Павлов А. П. О туркестанском и европейском лёссе.— Бюлл. МОИП, 1903, № 4.

Павлов А. П. О туркестанском лёссе и близких к нему образованиях. Докл. на заседании почвенной комиссии в апреле 1902 г.— Почвоведение, 1909, т. 11, № 3.

Полынов Б. Б. Кора выветривания, ч. 1. Изд-во АН СССР, 1934.
Попов И. В., Зубкович Г. Г. К вопросу о криптоструктуре глин.— В сб. «Современное представление о связанной воде в породах». Изд-во АН СССР, 1963.
Попов И. В., Танкаева Л. К. Исследование природы структурных связей в лёссах (на примере лёссов бассейна нижнего течения р. Вахш).— Вестник МГУ, серия геол., 1961, № 1.
Радушев В. И. О хемогенном карбонатообразовании в реках аридной зоны.— Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 1.
Скворцов Ю. А. К характеристике среднеазиатских лёссов.— Труды Среднеазиат. гос. ун-та, 1957, вып. 99, физ. геогр., кн. 10.
Соколов Д. С. О возможных причинах эволюции первичного доломитообразования.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, т. XXX (5).
Суслов С. П. Физическая география СССР. Азиатская часть, изд. 2. Учпедгиз, 1954.
Танкаева Л. К. Природа структурных связей и плывунность лёссов бассейна нижнего течения реки Вахш. (Авторефер. канд. дисс.). МГУ, 1964.
Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1946, вып. 37.
Федякин Н. Н. Изменение структуры воды в результате пленочного движения.— В сб. «Современное представление о связанной воде в породах». Изд-во АН СССР, 1963.
Цехомский А. М. О строении и составе пленки на зернах кварцевых песков.— В кн. «Кора выветривания», вып. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
Черняховский А. Г. Об одном из возможных источников лёссового материала в Средней Азии.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1963, № 28.
Черняховский А. Г. Четвертичный элювий юго-западных районов Советской Азии и продукты его ближайшего переотложения.— В сб. «Генезис и литология континентальных антропогеновых отложений». Изд-во «Наука», 1965.
Черняховский А. Г. Элювий и продукты его переотложения (Казахстан и Средняя Азия).— Труды ГИН АН СССР, 1966, вып. 145.
Янатьева О. К. Растворимость доломита в водных растворах солей.— Изв. сектора физ.-хим. анализа ИОНХ АН СССР, 1950, т. 20.
Янатьева О. К. О растворимости доломита в воде в присутствии углекислоты.— Изв. АН СССР, отд. хим. наук, 1954, № 6.
Янатьева О. К. Растворимость в системе $CaCO_3$—$MgCO_3$—H_2O при различных температурах и давлениях CO_2.— Общая химия, 1955, т. 25 (XXXVII), вып. 2.
Яншин А. Л. Вопросы палеогеографии четвертичного периода и новейшей тектоники Арало-Туртайской низменности.— Материалы Совещ. по изуч. четверт. периода, т. 3. Изд-во АН СССР, 1961.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1966 № 31

ЕЛЕНА МАРКОВИЧ-МАРЬЯНОВИЧ
(Югославия)

СТРАТИГРАФИЯ ЛЁССА ОСТРОВА СУСАК В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АДРИАТИЧЕСКОГО МОРЯ

ВВЕДЕНИЕ

Остров Сусак [1] принадлежит к северной группе Динарских островов, которые называют также Кварнерскими островами. В отличие от больших островов этой группы — Крка, Раба, Цреса, Лошиня и других, Сусак относится к малым островам. Геологические исследования четвертичных отложений этого острова проводились в связи с тем, что установление их стратиграфии представляет интерес для всего Адриатического бассейна в целом. Все остальные острова сложены известняками и лишь немногие из них имеют небольшой четвертичный покров (рис. 1).

Остров Сусак лежит приблизительно на географической широте Белграда и Болоньи. Он находится на 44°30′ с. ш. и между 14°17′ и 14°20′ в. д., т. е. занимает самое западное положение в Адриатическом море после Брионских островов и считается внешним Кварнерским островом. В длину остров простирается на 3,3 *км*, в ширину на 2,4 *км*, а максимальная высота его над уровнем моря 98 *м*.

Береговая линия о-ва Сусак сильно расчленена, а между мысами (Сегорина, Арат, Гурлица) находятся мелкие заливы глубиной 0,5—1 *м*: Драгоча, Тиесни, Маргарина и другие (рис. 2). Глубина прибрежной зоны моря колеблется между 14 и 36 *м*, как и во всей северо-западной части Адриатики вплоть до Венеции и Триеста, где глубина не превосходит 50 *м* (Milojević, 1933, стр. 133).

Морфология внутренней части острова довольно однообразна и представляет собой лёссовое плато с выровненной поверхностью, обрывисто опускающейся к морю. Наивысшие точки северо-западной части острова имеют высоту 72—98 *м*, а на юге и юго-востоке 35—49 *м*. Для лёссового плато Сусака типичны карстовые явления. Водоемы и источники здесь отсутствуют, так как атмосферные осадки фильтруются лёссом. Климат Сусака мягкий, средиземноморский, о чем свидетельствует диаграмма климата ближайшего соседнего о-ва Лошинь. Средняя температура года 15,7° С, а наименьшая температура за 19 лет наблюдений —5,0°. Количество осадков 1060 *мм* (Golubić, 1958, стр. 143—144). После о-ва Хвара Лошинь имеет самый мягкий средиземноморский климат. Весь остров занят виноградниками.

Остров Сусак в югославской литературе освещен мало. В литературе XIX в. он упоминается, насколько мне известно, у Стахе (Stache, 1888, стр. 258), затем у А. Грунда (Grund, 1910, стр. 119—121) и у Рубича (Rubić, 1952а, б, стр. 20—71).

[1] На старых и итальянских картах называется Sansego.

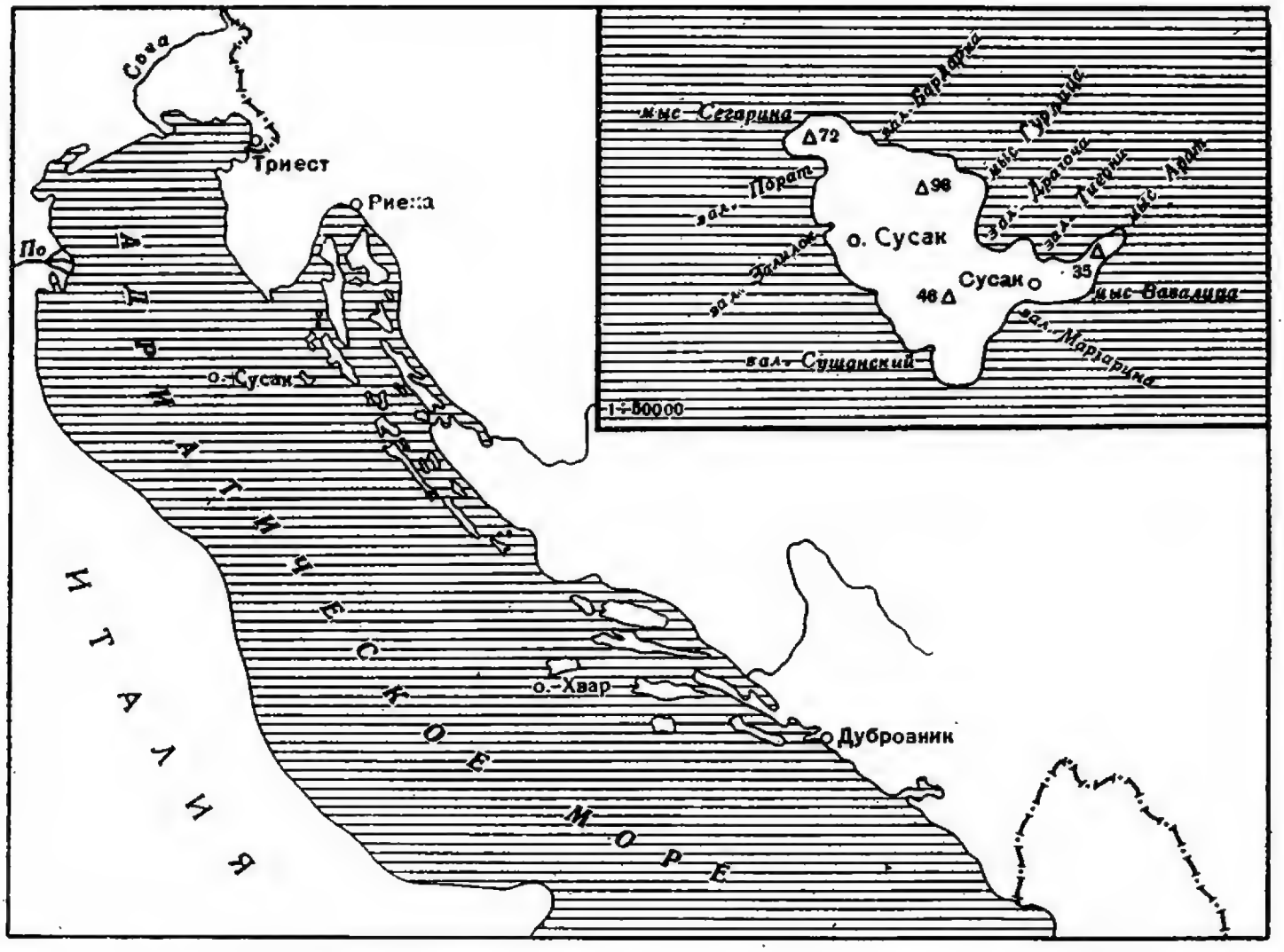


Рис. 1. Карта Адриатического моря с Динарскими о-вами и о-вом Сусак

ГЕОЛОГИЯ ОСТРОВА СУСАК

Больше всего обнажений встречается на северо-восточном берегу острова между заливами Драгоча и Тиесни. Здесь довольно значительно действие морской абразии. На протяжении около 3 *км* в крутых береговых обрывах обнажаются лёссовидные породы с ископаемыми почвами (рис. 3). Современный почвенный слой — средняя мощность 0,5 *м*, от каштанового до темно-коричневого цвета, чаще всего эродирован. Иногда в нем встречаются крупные средиземноморские улитки: Rumina decollata L. (Subulinidae) и Eobania vermiculata (кл. Helicidae).

Ниже залегают лёсс I мощностью 6—8 *м*, светло-оливкового цвета (5 Y 6/3 *, pale olive), песчаный, с мусковитом, обычно сцементирован, вскипает с HCl, содержит раковины наземных гастропод: Monacha (Theba) cartusina Müll. (кл. Helicidae), Pomatia elegans Müll., Oxychilus cellarium austriacus (кл. Zonitinae), Succinea sp., Vallonia sp. и др. По времени соответствует так называемому вюрму III и в верхнем горизонте содержит археологические остатки (керамика).

Первая ископаемая почва — мощность 0,3 *м* (PKI), светло-коричневая (Io YR 6/3, yellowish brown), содержит гумус и карбонаты и сильно реагирует на HCl. По стратиграфическому положению соответствует паудорфскому интерстадиалу Австрии и Чехословакии, которые относятся к вюрму II/III.

Лёсс II — мощность до 18—20 м, светло-желтый (5 Y 7/3, pale yellow), песчаный, содержит много мусковита, имеет более тонкий гранулометри-

* Цвета этого и всех последующих лёссовых горизонтов, равно как и ископаемых почв, определены по американскому стандарту цветов: Muncell Soil Color Charts, Edition 1954, Baltimor — Maryland — USA.

Рис. 2. О-в Сусак — залив Драгоча. Слева — мыс Гурлица, сложенный лёссами. На нем террасовидные искусственные уступы с виноградниками (северная Адриатика, Югославия)

ческий состав, чем лёсс I, и сильнее сцементирован. Энергично реагирует с HCl. В нем встречены такие же гастроподы, как и в лёссе I. Большая мощность этого лёсса наводит на мысль о двух фазах его аккумуляции. Подтверждений этому до сих пор не найдено. Мощные отложения лёсса нередки в северной Италии: у озера Гарда 15-метровый желтоватый слабо связный лёсс покрывает рисские морены и соответствует позднему вюрму. Далее, 20-метровый лёсс лежит на рисской морене и покрыт мореной вюрма I, т. е. относится к анагляциальной фазе раннего вюрма. Стратиграфическое положение лёсса II на нашем профиле не соответствует упомянутым лёссовым фазам, но здесь и не идет речь о корреляции, а лишь о характере и мощности аккумуляции эолового материала на южном предгорье Альп и на северной Адриатике (Сусак). Если бы лёсс II нашего профиля целиком относился бы к одной эоловой фазе, во времени это соответствовало бы вюрму II.

Вторая ископаемая почва — мощность около 1 *м*, желтовато-каштановая (Io YR 5/4, yellowish brown), уплотненная, со слабо сохранившейся лёссовой структурой, с HCl реагирует слабее, чем первая ископаемая почва. Следы мусковита встречаются в псевдомицелии. Почва сильно изменена вторичными процессами. Ее стратиграфические эквиваленты могут быть найдены у Штиллфрида в Австрии (Fink, 1958) и в Чехословакии, а может быть, и на некоторых профилях окрестностей Белграда. Во времени почва соответствует интерстадиалу W I/II (Marković-Marjanović, 1965).

Лёсс III — светло-желтый (2,5 Y 7/4, pale yellow), с преобладающей пылеватой фракцией, со следами мусковита, плотный, отлично связан. Очень похож на паннонский лёсс, сильно реагирует с HCl. Его стратиграфическое положение соответствует вюрму I. Он является самым древним вюрмским лёссом в этой области.

Третья ископаемая почва представляет собой комплекс из пяти горизонтов — двух лёссов и трех почв (*а — е*). Детали показаны на рис. 4. Средний горизонт — мощность 1,70 *м*, желтовато-коричневый (Io YR 5/6, yellowish brown), с черными пятнами и концентрациями марганца (Mn). Это главный горизонт, глинистый, комковатой структуры, без песка, мусковита и карбонатов. С HCl не реагирует, а с перекисью водорода реагирует бурно (индикация гумуса). В подошве содержит ряд конкреций. Эти свойства указывают на то, что данные почвы сформировались под лёссом в условиях субсредиземноморского климата, похожего на современный климат Балканского полуострова и Крыма, но совершенно отличного от климата времени образования первой и второй ископаемых почв. Эквивалент этой части почвенного комплекса встречен в Австрии у Штиллфрида (Fink, 1958), а также в Чехословакии (Седлец) около Праги. Соответствует рисс-вюрмскому времени.

Лёсс IV — желтовато-коричневый (2,5 Y 6/4, light yellowish brown), песчаный, с грубыми зернами кварца и множеством мусковита, плотный, реагирует с HCl. Содержит раковины гастропод: Delima gibbula Ros. (кл. Clausilidae), Oxychilus cellarium austriacus W. (кл. Zonitinae). Лёсс свежий, плотный, не изменившийся и не превратившийся в глину, как древние лёссы влажных районов (Франция). Стратиграфически соответствует рисскому времени (слой *7* и *8*). Известковые конкреции плотно сцементированы, образуют основание лёсса IV и представляют карбонатно-аккумулятивный горизонт. Подобные образования встречены в Паннонском бассейне (Нештин), где аккумуляция конкреций еще более значительна.

Последняя ископаемая почва — мощность 1 *м*, красновато-желтая (5 YR 6/8, reddish yellow), во влажном состоянии почти красная, в связи с чем ее принимают за Terra rossa (Grund, 1910, стр. 119). Очень плотная, без включений кварца и слюды, не реагирует с HCl, содержит пятна марганца. Это самая древняя почва климатогенного типа, лесная, относящаяся к области средиземноморско-субсредиземноморского климата с островной древесной растительностью. Стратиграфическое положение — рисс I/II или, может быть, миндель-рисс, так как такие красноцветные ферре-

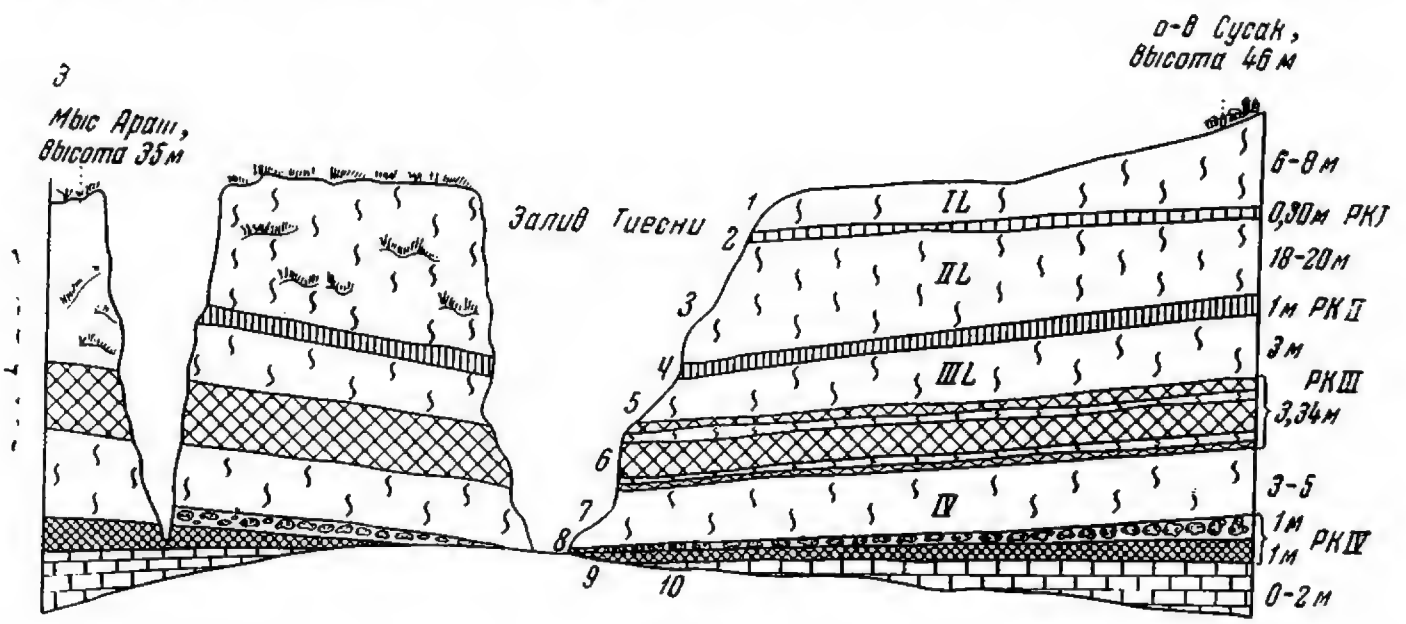


Рис. 3. Продольный профиль лёссовой толщи о-ва Сусак.

1 — лёсс I (6—8 *м*); *2* — светло-коричневая ископаемая почва, отвечающая предположительно почвенному комплексу 1 (РК*I*) чехословацких исследователей, цветной показатель Io IR 6/3; *3* — лёсс II (18—20 *м*); *4* — ископаемая почва (*РК II*), желтовато-коричневая, цветной показатель IoYR 5/4; *5* — лёсс III (3 *м*); *6* — комплекс ископаемых желтовато-бурых почв (*РК III*), цветной показатель 10 YR 5/6; *7* — лёсс IV (3—5 *м*); *8* — зона скопления крупных конкреций; *9* — ископаемая почва (*РК IV*), красновато-желтая (1 *м*), цветной показатель 5YR 6/8; *10* — белые известняки верхнего мела (видно до 2 *м*)

тизированные горизонты в южных предгорьях Альп северной Италии залегают на миндельских моренах и перекрыты рисскими моренами (Venzo, 1961, стр. 13).

В стратиграфии среднеевропейского лёсса еще недостаточно выявлен характер ископаемых почв древнее, чем рисс-вюрмская, но замечено, что все они имеют особенности лесных почв (Waldboden). Это подтверждает и четвертая ископаемая почва о-ва Сусак.

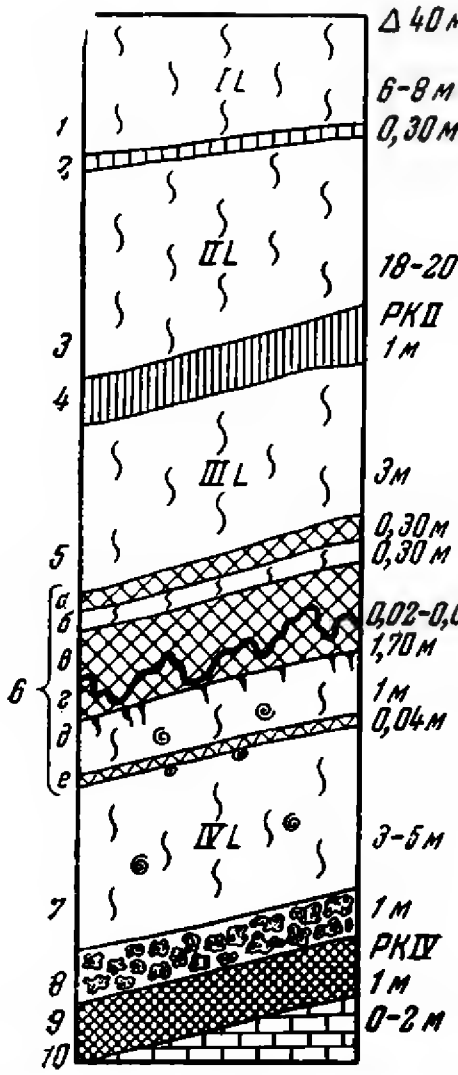


Рис. 4. Детальный разрез почвенного комплекса III (РК III) в колонке четвертичных отложений о-ва Сусак.

IL — IVL — лёссовые толщи. Описание отдельных горизонтов РК *III* см. в тексте

Ниже залегают белые слоистые верхнемеловые известняки, образующие основание острова. Они имеют простирание с северо-запада на юго-восток и переменное падение. В зоне залива падают и погружаются по оси залива с обеих сторон. На юге Сусака образуют цоколь вышиной 3—10 *м*. Известняки закарстованы и в них проникают атмосферные воды из лёсса. Поэтому на острове нет ни одного источника или колодца.

Остановимся далее на более подробной характеристике третьей ископаемой почвы, отвечающей рисс-вюрму (см. рис. 4). Эта ископаемая почва (слой *6*), или почвенный комплекс РКIII (3,34 *м*), расчленяется на следующие подгоризонты:

а — подгоризонт 0,30 *м*, желтовато-коричневый, сходен с главным горизонтом (*в*). Не содержит кротовин и конкреций.

б — подгоризонт 0,30 *м*, песчанистый лёсс с ясно выраженной структурой, следами травянистой растительности, не похож на делювиальный. Простирается на большое расстояние. Этот подгоризонт — свидетель перемены климата — короткого похолодания.

в — подгоризонт 1,70 *м*, желтовато-коричневый (10YR 5/6), главный и самый важный член комплекса. Продукт почвообразования в условиях средиземноморского климата в период последнего межледниковья. В основании и в самом лёссе вертикально расположенные, напоминающие сталактиты веретенообразные конкреции 15—20 *см* длины, вытянуты в направлении движения атмосферных вод.

г — подгоризонт очень тонкий, 0,02—0,05 *м*, от коричневого до черного цвета. Не самостоятельный, а располагается в средней части подгоризонта *в*. Он содержит включения марганца; это говорит в пользу того, что подгоризонт формировался под лёссом. В нижней части этого горизонта местами наблюдаются мелкие складки.

Складчатые образования такого рода в Чехословакии и Польше объясняются перигляциальными явлениями (криотурбациями). Они возникают в результате процессов, протекающих в условиях холодного и влажного климата. Эти перигляциальные образования могли сформироваться в конце рисс-вюрма, что подтверждает и лёссовая покрышка (0,30 *м*), отложенная в условиях похолодания.

д — горизонт 1 *м*, песчанистый континентальный лёсс с зоной вертикальных сталактитообразных конкреций, находящихся непосредственно под лесной почвой. Благодаря избирательной эрозии — вымыванию песчаного лёсса, образуется так называемая кружевная драпировка.

е — горизонт 0,04 *м*, желтовато-коричневый, «прямолинейный», с конкрециями и обломками известняка. Последний слой почвенного комплекса РКIII.

В этом пятичленном почвенном комплексе слои *а*, *в* и *е* указывают на три теплые фазы, которыми начинается и оканчивается рисс-вюрмское

межледниковье, в то время как два слоя лёсса между ними указывают на перерыв почвообразовательных процессов и на холодный и сухой климат (*б* и *д*). Оптимальной фазе потепления соответствует слой *в*, а эродированный слой *е* нельзя с уверенностью считать межледниковым; он может точно так же принадлежать интерстадиалу рисс I/рисс II.

Сложность рисс-вюрмских образований на о-ве Сусак не является исключением. То же наблюдается и в Паннонском бассейне Югославии (Нештин), где лесная почва разделена слоем лёсса (0,60 *м*).

ФАУНА

До настоящего времени наличие фауны моллюсков на о-ве Сусак отмечал лишь Марчизетти (см. Grund, 1910, стр. 119).

Исследования автора показали, что фауна гастропод о-ва Сусак развита во всех горизонтах, за исключением лёсса III, недоступного для наблюдения, и что все виды, встреченные здесь, наземные.

I. Современные отложения содержат очень крупные виды:

1. Rumina decolata L. (кл. Subulinidae), найдено 20 экземпляров.
2. Eobania vermiculata (кл. Helicidae), найдено 10 экземпляров.

Оба вида средиземноморские, обычно живущие недалеко от морского берега.

II. Горизонты I и II лёсса содержат следующие виды:

1. Monacha (Theba) cartusiana Müll. (кл. Helicidae), найдено 6 экземпляров; средиземноморский вид, существовавший в плейстоцене в средней Европе.
2. Pomatia elegans Müll., найдено 8 экземпляров, обитает на морском берегу и на континенте, известен с виллафранка.
3. Oxychilus cellarium austriacus (кл. Zonitinae), найдено 30 экземпляров, плейстоценовая и рецентная форма.
4. Succinea sp., найдено 22 экземпляра, плейстоценовый, степной вид.
5. Vallonia sp. (сем. Helicidae), найдено 8 экземпляров, наземный плейстоценовый вид.

III. Горизонт IV самого древнего лёсса:

1. Delima gibbula Ross. (кл. Clausilidae), найдено 7 экземпляров, нерецентный вид.
2. Oxychilus cellarium austriacus (кл. Zonitinae), найдено 2 экземпляра, плейстоценовый и рецентный вид [1].

Присутствие нескольких степных видов показывает, что климатические условия на Сусаке во время образования лёсса были сходными с условиями остальных лёссовых районов Европы.

Фауна млекопитающих на о-ве Сусак неизвестна. В 6 *км* от него на о-ве Сило встречены остатки Cervidae и Equidae в костеносной брекчии (Grund, 1910, стр. 121), обнаруженной также на о-вах Лошине, Цресе и других (Rakovec, 1960, стр. 195). Изучая четвертичную фауну островов и берега Адриатики, Раковец пришел к заключению, что она древняя и относится ко времени от прегюнца до минделя. Вюрмскому времени отвечает лишь козерог с о-ва Хвара. Степной фауны южнее Альп не существует. Самый выразительный степной вид — антилопа Saiga tatarica. Она продвигалась лишь севернее Альп с востока на запад, так как Динариды являлись орографическим барьером, который в позднем плейстоцене препятствовал миграции степной фауны с востока (Rakovec, стр. 197).

С. Венцо в качестве руководящей фауны лёсса I/II южнее Альп (Тичино-Адиджа) упоминает козерога, дикую козу, сурка и других из этого

[1] Фауну определяла А. Матвеева из Естественно-исторического музея Белграда, за что ей выражаю благодарность.

делает заключение, что климат был холодный с преобладающими степными условиями. Это подтверждают и имеющиеся данные о характере флоры того времени (Venzo, 1961, стр. 53—54). Возникает вопрос, возможно ли, что такой обширный район, как материк у северной Адриатики, где неоднократно существовала лёссовая степь, не содержал степной фауны? Тем более, что здесь выявлено и два интерстадиала с более благоприятными жизненными условиями, когда образовались почвы черноземного типа.

Мне кажется, что фаунистический материал отчасти скуден и потому, что до сих пор не изучались эоловые формации Адриатики. При изучении и стратиграфическом расчленении адриатического лёсса было обнаружено присутствие малакофауны. Может быть, дальнейшее исследование четвертичных отложений приведет к открытиям фауны млекопитающих непосредственно из лёссов различных этапов их образования.

МАТЕРИК СЕВЕРНОЙ АДРИАТИКИ И АККУМУЛЯЦИЯ ЛЁССА

Существование Адриатического материка на месте северной части Адриатического моря в плейстоцене признается всеми исследователями. Это доказывается наличием костеносных брекчий и характером осадков (конгломераты, пески, эоловые образования). Эоловые породы Г. Штахе назвал «лёссовидными образованиями засушливого периода в пустынном климате» (Stache, 1888, стр. 258), а A. Grund аналогичные отложения на Сусаке определил как «неслоистые пески и осадочные глины» (Grund, 1910, стр. 119). Позже Б. Милоевич, опираясь на литературные данные, назвал подобные осадки лёссом (Milojević, 1933, стр. 45). Правда, подобные же осадки на о-ве Висе Грунд считает «песками морского происхождения», несмотря на то, что последние содержат наземных улиток — Pupa muscorum (там же, стр. 43, 44), или «дилювиальными песками подобными лёссу» (там же, стр. 50).

Упомянутые данные указывают на континентальные условия в северной Адриатике, когда осадки могли образоваться только на суше. Веское доказательство этому — ископаемая фауна млекопитающих.

Реконстриурованная карта Северо-Адриатического материка для вюрме связана с нынешней изобатой 100 *м* на линии Ядар — Пескара, которая обозначала северную границу Адриатического моря (Rakovec, 1960, стр. 192). По материку протекали реки Соча, По и др. Указанная регрессия Адриатического моря произошла вследствие последнего оледенения. Во время ранних оледенений регрессии были еще значительнее, а уровень моря опускался до изобаты 200 *м* (Rakovec, 1960, стр. 193).

На образовавшейся суше и в том числе на о-ве Сусак под влиянием холодного и сухого климата происходило формирование лёсса и других эоловых осадков. Эоловая пыль неслоиста и не сформирована в дюны, как это произошло в Делиблатских и Субботицких песках в Югославии. Напротив, вся эоловая масса образовала выровненное плато, морфологически схожее с плато Паннонского бассейна и особенно Тительского. Последнее как бы образует остров.

В межледниковые периоды благодаря таянию ледяного покрова происходили трансгрессии моря, причем Северо-Адриатический материк затоплялся и от него оставались лишь острова. Отложения о-ва Сусак не дают никаких сведений о ритме трансгрессий — регрессий. Наоборот, на нем есть осадки лишь континентальной фации. Это свидетельство большой регрессии моря и долгого существования Северо-Адриатического материка. На Сусаке отмечается лишь одна последняя позднеплейстоценовая трансгрессия, в результате которой образовался остров в открытом море Адриа-

тики. Она произошла после окончания образования самого последнего вюрмского лёсса или даже еще позже.

Четыре горизонта лёсса на Сусаке свидетельствуют о непрерывной континентальной фазе. В это время эоловая аккумуляция могла быть сосредоточена только на обширном и почти не расчлененном плато.

Эоловая седиментация сухой лёссовой степи прерывалась 4 раза более влажным, иногда более теплым климатом межледниковий и интерстадиалов. Однако в эти моменты не было никаких трансгрессий моря. Наоборот, на лёссовой поверхности почвы образовывались в нормальных континентальных условиях, не нарушаемых морскими трансгрессиями.

Континентальные фации о-ва Сусак, начало образования которых ведет к R I/II или даже к M/R, исключают какие-либо трансгрессии. Самая древняя и низко расположенная ископаемая почва (IV) ныне лежит на о-ве Сусак на уровне моря, причем нет никаких морских осадков ни на ней, ни под ней и нигде в другом месте.

Проблема происхождения эолового материала на Сусаке также поможет решению вышеупомянутых вопросов, но потребует еще более пристального изучения. Возникает также вопрос: является ли положительное перемещение береговой линии около Сусака только следствием перемены климата в послеледниковье? В связи с этим обращаю внимание будущих исследователей на изменение положения ископаемых почв особенно в зоне заливов, так как оно является следствием не только палеорельефа, но, вероятно, и тектонических движений, которые в течение четвертичного времени могли сыграть большую роль и в расчленении Северо-Адриатического материка как целого.

ФАЗЫ ОТЛОЖЕНИЯ ЛЁССОВ, ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ И ХРОНОЛОГИЯ

На о-ве Сусак ясно выделены четыре фазы образования лёссов, каждая из которых представляет отдельный седиментационный цикл, о чем свидетельствуют четыре ископаемые почвы, которые их разделяют. Ближайшая область лёсса южнее Альп, с которой можно проводить корреляцию лёссов Сусака, это аккумуляция на озере Гарда. Там С. Венцо установил три лёссовых покрова на моренах, определил их стратиграфическое положение и провел параллелизацию с интерстадиалами севернее Альп (Venzo, 1961, стр. 40, 54).

Первый по времени образования и самый древний лёсс в северной Италии относится к рисскому времени. Он имеет оранжево-красноватый цвет и лежит на «tipico ferretto» (красная глина) миндель — рисса. Этот лёсс полностью превратился в глину. Рисс-вюрмское межледниковье выражено ископаемой глинистой почвой оранжевого или красно-коричневого цвета, образовавшейся в результате изменения рисских морен и флювиогляциального материала (Venzo, 1961, стр. 35).

Второй лёсс относится к анагляциалу WI. Он имеет мощность около 20 *м* и покрывает морены измененного рисса, почему Венцо считает его главной фазой вюрма.

Интерстадиал WI/II находится в условиях холодного, главным образом степного климата, что подтверждают ископаемая почва, измененная гидратацией, и фауна (Venzo, 1961, стр. 53).

В стадиале II (катагляциальная фаза) лёсс не отлагался; осадки здесь главным образом песчаные. Интерстадиал WII/III отличается холодным и влажным климатом океанического типа (Adige), в то время как флористически охарактеризованные подзолы WIII (Quinzano) подтверждают, что здесь во времена их образования господствовал холодный и влажный климат тундры (Venzo, 1961, стр. 53).

Третий лёсс (12 *м*) из катагляциальной фазы позднего вюрма (WIII) свидетельствует о холодном степном климате, преобладавшем южнее Альп (Venzo, 1961, стр. 40).

Сравнивая лёссы о-ва Сусак с итальянскими, можно прийти к следующим выводам: четвертый [1], самый древний лёсс Сусака (мощность 3—5 *м*, см. рис. 4, *7*) на красноватой почве соответствует первому, самому древнему лёссу Италии, также покрывающему красную глину «tipico ferretto». Оба лёсса соответствуют рисскому оледенению, хотя сусакский лёсс не изменен.

Третий лёсс Сусака (мощность 3 *м*, см. рис. 4, *5*) соответствует лёссу II северной Италии (20 *м*) и по стратиграфическому положению оба они соответствуют WI.

Второй лёсс Сусака (мощностью 18—20 *м*, см. рис. 4, *3*) не имеет эквивалентна в Италии, где WII соответствует песчано-глинистый материал.

Первый лёсс Сусака (мощностью 6—8 *м*, см. рис. 4, *1*) соответствует третьему катагляциальному лёссу (12 *м*) в Италии и относится к WIII.

Самая древняя ископаемая почва (PKIV) Сусака (см. рис. 4, *9*) красноватого цвета, по своему стратиграфическому положению может соответствовать «ferretto tipico» в Италии, которая указывает на существование еще одной более древней почвы в этом почвенном комплексе.

Третья ископаемая почва Сусака (см. рис. 4, *6*), а именно ее средняя часть (1,70 *м*), может сопоставляться с оранжево-красноватой почвой района озера Гарда. Обе соответствуют рисс-вюрму причем сусакская представляет собой лесную почву. Возраст всего почвенного комплекса III неясен, но возможно, что слой *е* этого комплекса соответствует R I/II, а слой *д* (лёсс) — стадиалу внутририсского оледенения.

Вторая ископаемая почва Сусака (см. рис. 4, *4*) — черноземовидная, образовалась в условиях холодного, в основном степного климата, который, по данным Венцо, господствовал в области южнее Альп в интерстадиале WI/II.

Первая самая молодая почва Сусака — 0,30 *м* (см. рис. 4, *2*) — карбонатная, черноземовидная, по стратиграфическому положению отвечающая WII/III, не имеет эквивалента в северной Италии, а заключенный в ней флористическо-фаунистический материал (I) южнее Альп указывает на холодный и влажный климат тундры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологическое исследование о-ва Сусак в Северной Адриатике позволяет сделать следующие заключения:

1. Сусак — единственный Динарский остров, сложенный континентальными плейстоценовыми отложениями.

2. Основной материал, слагающий остров, имеет эоловое происхождение и состоит из четырех горизонтов лёссов преимущественно песчаного характера, разделенных четырьмя погребенными почвами.

3. Весь остров целиком представляет собой лёссовое плато, образовавшееся на цоколе (0—2 *м*) меловых известняков, который является единственной защитой от морской абразии.

4. Верхние пачки лёсса имеют значительную мощность: лёсс I — 6—8 *м*, лесс II — около 18—20 *м*, а нижние, древние, лёссы — по 3—5 *м* (лёссы III и IV).

5. Две верхние ископаемые почвы имеют черноземовидный характер. Первая маломощная (0,30 *м*) почва соответствует WII/III, в то время как вторая, коричневая, мощная (1 *м*), соответствует WI/II (см. рис. 4, *2*, *4*).

[1] Счет горизонтов лёсса в Югославии начинается сверху, а в Италии наоборот.

6. Две нижние, древние ископаемые почвы лесного происхождения образуют почвенные комплексы, из которых третий (РКIII) во времени соответствует рисс-вюрму, а самый древний, четвертый (РКIV), красноватого цвета с зоной конкреций в кровле, предположительно может отвечать миндель-риссу.

7. Среди гастропод господствуют средиземноморские виды, но присутствуют также некоторые степные формы (Succinea, Vallonia и др.), что свидетельствует о континентальных условиях во время образования лёсса.

8. В верхней части лёсса I находится керамика доисторической эпохи.

9. Лёссы и ископаемые почвы о-ва Сусак имеют свои стратиграфические эквиваленты среди лёссов и ископаемых почв южных предгорий Альп (озеро Гарда), выделенных С. Венцо.

10. Полный лёссовый профиль о-ва Сусак свидетельствует о перигляциальном характере климата Северной Адриатики и о продолжительной континентальной фазе, которая на нем царила, начиная от миндель-рисса вплоть до конца вюрма.

11. Отсутствие морских отложений свидетельствует о том, что на Сусаке не происходило ритмической смены регрессий и трансгрессий. Такие явления могут быть не единственным фактором, ведущим к изменениям береговых линий.

12. Нахождение ископаемых почв на о-ве Сусак исключает высказанное ранее предположение о том, что красноватые и желтовато-коричневые горизонты на этом острове представляют илы дельты р. По (Stache, 1888, стр. 258).

13. Лёссы (эоловые образования) и ископаемые почвы являются единственными образованиями на Сусаке и предположение о существовании здесь водных осадков, высказанное ранее в литературе, должно быть отвергнуто.

14. Плейстоценовая серия о-ва Сусак будет служить опорным разрезом при дальнейших исследованиях на остальных Динарских островах. Это тем более важно, что установлена и некоторая корреляция их с Апеннинским материком, к которому Сусак расположен ближе всего и на котором изучены не только перегляциальные образования (лёсс), но и ряд гляциальных явлений.

ЛИТЕРАТУРА

Fink J. Die Böden Österreichs.— Mitt. geogr. Ges. Wien, 1958.

Golubić St. Prilog poznavanju klime primorske regije Jugoslavije korišćenjem Walterovih klimadiagrama.— Geogr. glasnik, 1958, br. 20, Zagreb.

Grund A. Beiträge zur Morphologie des Dinarischen Gebirges.— Geogr. Abhandl., Bd. IX, H. 3, 1910.

Marković-Marjanović J. Loess profiles of the Danube valley in Yugoslavia and their importance for the quaternary stratigraphy of the South-East Europe. VII. Congres Inqua Denver (USA) 1965 (рукопись).

Milojevic B. Ž. Littorale et îles dinariques dans la royaume de Yougoslavie.— Mem. Soc. géogr. Belgrad, 1933, Beograd.

Rakovec Y. O migraciji pleistocenskih sesalcev južno od Alp.— Georg. vesnik, t. XXXII, Ljubljana, 1960.

Rubić J. Naši otoci na Jadranu, Odbor za proslavu lo godišnjice 1942—1952. Split 1952a.

Rybić U. Susak otok zanimljivih pojava, Jugaslovenski mornar br. I. Split, 1952б, str. 20—21.

Schubert R. Küstenlaender Öster. Ung. Handbuch der regionalen Geologie, Bd. V.

Stache G. Verhandlungen der geol. Reichsanst., 1888, Wien.

Stefani de Carlo. Géotectoniqe des deux versants de l'Adriatique. Ann. Soc. géol. Belgique, mém., t. XXXIII.

Venzo Sergio. Rilevamento geologico dell'anfiteatro marenico del Garda, parte II.— Mem. Soc. ital. scienze natur., v. XIII, facs. I. Milano, 1961.

Vojno geografski institut Beograd, 1937: Ostrvo Unie 1 : 50 000.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1966 № 31

В. Б. СОКОЛОВА и В. И. ХОМУТОВА

СРЕДНЕ- И НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОЛОГОДСКОЙ ОБЛАСТИ

Вблизи Вологды в 1959—1964 гг. проводилась геолого-геоморфологическая съемка с бурением глубоких скважин. Последние вскрыли узкие нередко каньонообразные погребенные ложбины, остатки древней дочетвертичной эрозионной сети. Они выработаны на севере в пермских, а на юге в триасовых породах на глубину до 44 *м* ниже ур. моря.

В пределах этих ложбин семь скважин (в деревнях Трубайка, Бирюлево, Токарево, Погорелка, Парфеньево и Янгосарь) прошли толщу межледниковых образований общей мощностью около 30 *м*.

Сводный разрез четвертичных отложений по скважинам (сверху вниз) следующий:

		Мощность, *м*
pr(?) Q III vd	Суглинок (покровный) тонкий, светло-коричневый	4
l+lgl, fgl Q III vd	Чередование суглинка, супеси, песка обычно коричневых или светло-коричневых тонов	15
l+p Q III mk	Суглинок тонкослоистый, зеленовато-темно-серый, с растительными остатками и прослоями торфа . . .	24
lgl Q II ms	Суглинок слоистый серый и коричневато-серый, участками коричневый с включением (редко) растительных остатков	10
gl Q II ms	Суглинок валунный темно- и светло-коричневый, реже серый, участками грубослоистый с прослоями и линзами (мощностью до 10 *м*) песка, галечника, редко суглинка ленточного. Количество включений обломочного материала в суглинке составляет 20—30%	до 100
l+p Q II od ?	Суглинок (супесь) тонкослоистый, зеленовато-серый, с растительными остатками и маломощными (1—5 *см*) прослоями торфа	до 18
lg l Q II dn	Суглинок ленточный, красновато-коричневый . .	до 6
fgl Q II dn	Гравийно-галечный горизонт	до 5
lgl Q II dn	Суглинок валунный, серый и коричневый, участками грубослоистый с линзами (до 4 *м*) песка и гравийно-галечного материала. В низах толщи встречаются отторженцы дочетвертичных пород (до 10 *м*)	до 70
l+p Q II lh	Суглинок тяжелый, зеленовато-темно-серый, с растительными остатками и обломками раковин моллюсков	до 4
«	Пески или супеси тонкозернистые, слоистые, зеленовато-серые	до 2,6
«	Торф хорошо или средне разложившийся, темно-бурый, часто с крупными обломками древесины и шишками ели. Редко в торфе встречаются прослои разнозернистого песка	до 3,4
l + p Q lh	Песок тонкозернистый, слоистый, зеленовато-светло-серый, с растительными остатками	до 9

4+p Q II lh	Суглинок слоистый, реже однородный, тяжелый, зеленовато-серый	до 11
lgl Q I ok?	Суглинок тонкослоистый (ленточный), красновато-коричневый	до 40
fgl Q I ok ?	Гравийно-галечный горизонт	5
gl Q I ok?	Суглинок валунный, коричневый, с включением обломочного материала до 8—12%. В толще морены встречены линзы песка (до 15 *м*), суглинка (до 3 *м*) и отторженцы дочетвертичных пород (до 4 *м*)	до 70

Общая мощность толщи четвертичных отложений достигает в данном районе 250—260 *м*.

Нижняя межледниковая толща лежит на водно-ледниковых или реже ледниковых осадках нижнечетвертичного возраста и перекрыта мореной, вероятно, днепровского оледенения. Особенно интересны озерно-болотные фации, вскрытые скважинами в деревнях Трубайка, Парфеньево и Янгосарь (рис. 1), характеризующие полный разрез этой толщи.

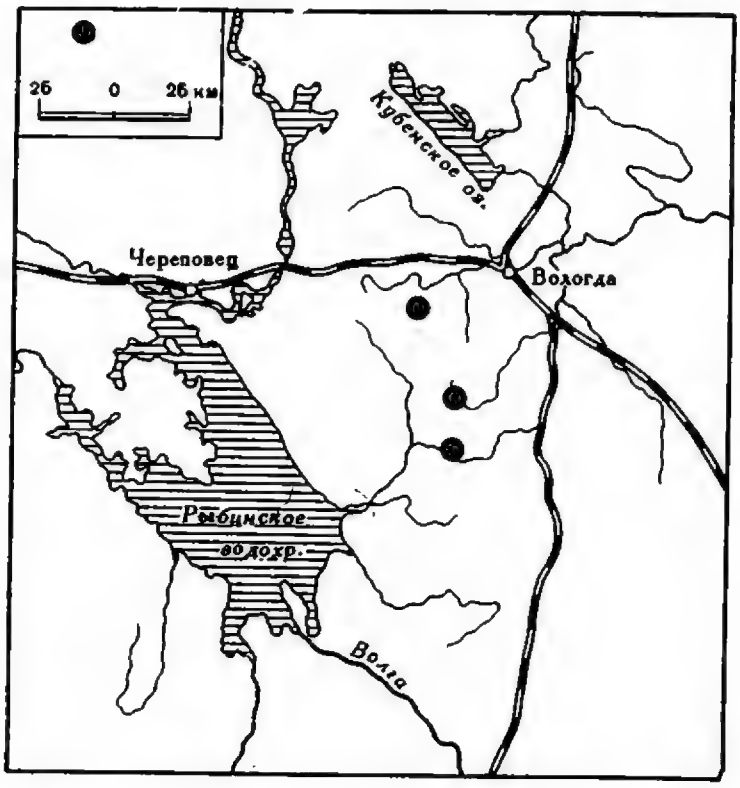


Рис. 1. Обзорная карта района работ
Кружками показаны скважины

Гранулометрический состав суглинка и супеси (по 23 определениям) свидетельствует о хорошей сортировке материала в период осадконакопления.

От всех выше- и нижележащих толщ эти межледниковые отложения отличаются несколько меньшим содержанием минералов тяжелой фракции и меньшей карбонатностью, одновременно наблюдается повышенное содержание циркона и граната. В верхах толщи встречаются сингенетические конкреции пирита, что характерно для межледниковых отложений. В палеоботаническом отношении эти разрезы также наиболее интересны и характеризуют последовательный ход развития растительного покрова во время межледниковья [1].

Скважина в дер. Янгосарь вскрыла самые низы разреза межледниковой толщи мощностью до 7 *м*:

	Глубина, *м*
Суглинок валунный, тяжелый, буровато-темно-коричневый, с включением до 10—15% гравия, гальки и валунов (днепровская морена) . . .	55,1—56,0
Супесь тонкослоистая, красновато-коричневая, с включением редкого гравия	53,4—56,9
Торф буровато-желтый, глинистый, с глубины 56,9 *м* хорошо разложившийся, сильно глинистый, очень похож на почву. В интервале 57,5—57,6 *м* торф плохо разложившийся, отчетливо видны составляющие его мхи	56,9—60,3
Суглинок тяжелый, серовато-зеленый, с включением мелкого хорошо окатанного гравия	60,3—60,4
Суглинок валунный, песчаный, коричневато-бурый, с включением до 15—20% гальки, гравия и валунов (окская морена)	60,4—70,5

[1] Спорово-пыльцевые анализы проведены В. И. Хомутовой в лаборатории Ленинградского государственного университета, карпологические — Т. Д. Колесниковой в палеоботаническом кабинете Ботанического института Академии наук СССР.

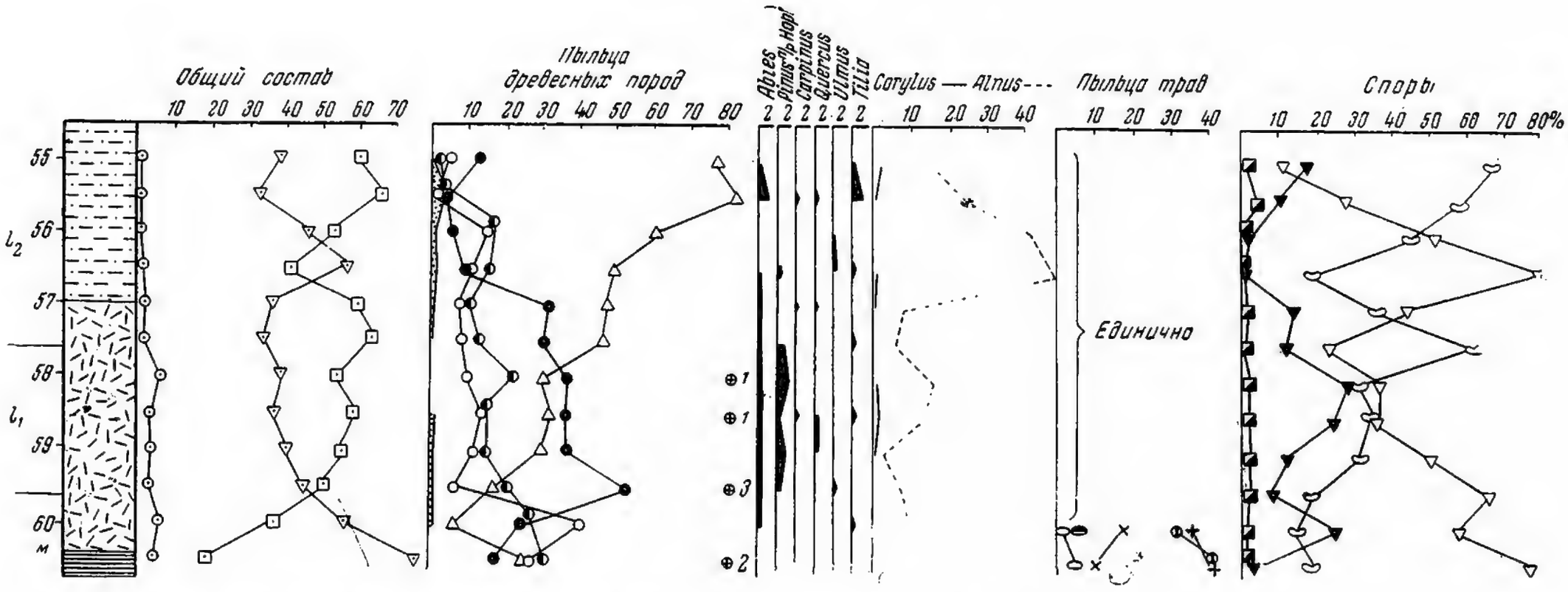


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных и озерно-болотных отложений лихвинского межледниковья у дер. Янгосарь.

Условные обозначения см. на рис. 3

Анализируя изменение состава пыльцы и спор (рис. 2), можно отметить, что они отражают последовательную смену трех фаз в развитии растительности (снизу вверх): 1) приледниковая растительность (глубина 59,5—60,3 *м*); 2) елово-сосновые леса с примесью березы (глубина 57,5—59,5 *м*); еловые леса с небольшой примесью сосны и широколиственных пород (глубина 55,0—57,5 *м*).

ФАЗА ПРИЛЕДНИКОВОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

В общем составе пыльцы и спор господствуют споры (56—76%), пыльца древесных пород составляет 20—37%, пыльца трав — 5—6%.

В группе пыльцы древесных пород доминирует пыльца Betula sec. Albae (27,0—41,0%) и группа Betula кустарниковой формы (27—30%). Постоянно участвует в спектрах пыльца хвойных Picea sp. (17—25%) и Pinus silvestris L. (17—25%). Среди пыльцы травянистых растений господствуют Artemisia sp. (36—42%) и Chenopodiaceae (10%). В большом количестве (32—42%) отмечена пыльца разнотравья сем. Polygonaceae, Caryophyllaceae, Onagraceae, Valerianaceae, Compositae и т. д. В незначительном количестве отмечена пыльца Cyperaceae (2—6%). В группе споровых преобладают Bryales (58—77%), споры Polypodiaceae составляют 15—18% от общего количества спор; единично встречены споры Lycopodium трех видов (Lycopodium selago L., L. alpinum L., L. clavatum L.), споры Selaginella selaginoides (L.) Link. и Botrychium boreale (Tr.) Mild. В массе присутствуют водоросли Pediastrum.

Состав спорово-пыльцевых спектров отражает растительность, получившую в литературе название приледниковой, формирование которой определялось влиянием ледника (Гричук, 1950).

В работах многих исследователей (Ананова, 1959; Гричук М. П. и Гричук В. П., 1960; Лисицина, 1959) описываются характерные особенности приледниковой растительности и среди них прежде всего своеобразное сочетание видов растений различных географических зон, типов растительности и экологических групп. Здесь отмечаются растения, приуроченные к степной и полупустынной зоне (растения ксерофиты — род Artemisia sp., семейство Chenopodiaceae), растения лесной зоны (Picea sp., Pinus silvestris L., Alnus sp., Betula sp. и т. д.), растения тундры и лесотундры [Betula nana L., Selaginella selaginoides (L.) Link., Botrychium boreale (Tr.) Mild. и т. д.], растения прибрежно-водных условий сем. Alismataceae, некоторые виды сем. Cyperaceae. Указанное присуще и выделенным нами спектрам.

ФАЗА ЕЛОВО-СОСНОВЫХ ЛЕСОВ С ПРИМЕСЬЮ БЕРЕЗЫ

В общем составе господствует пыльца древесных пород (51—59%). Количество спор сокращается до 36% по сравнению с вышеописанными спектрами.

В спектрах доминирует пыльца Pinus silvestris L. (34—53%) и пыльца Picea sec. Eupicea (17—36%). Из других древесных пород присутствует пыльца Betula sec. Albae (7—14%) и единичные пыльцевые зерна Abies sp., Quercus sp., Tilia sp. Высокий процент (15—22%) в спектрах составляет пыльца Betula nana L. совместно с пыльцой других видов кустарниковых берез. Пыльцы трав мало. Единично отмечена пыльца водных растений сем. Typhaceae, Nymphaeaceae, Halorrhagidaceae (род Myriophyllum), пыльца Cyperaceae и разнотравья. Среди споровых господствуют Bryales (36—65%) и споры Polypodiaceae (18—35%). Споры Sphagnum sp. составляют 8—28%. Единично отмечены споры Botrychium bo-

reale (Tr.) Mild., Osmunda cinnamomea L., Onoclea (?) sp., Lycopodium clavatum L., L. alpinum L., L. annotinum L., Selaginella selaginoides (L.) Link.

Господство в общем составе пыльцы древесных пород и сокращение количества спор указывают на то, что открытые безлесные пространства, занятые растительностью приледникового типа, в результате отступания ледника и общего улучшения климатических условий заселяются лесными ассоциациями. Леса слагаются в основном хвойными породами, сосной и елью. В древесном ярусе участвуют береза, пихта, широколиственные породы (граб, липа, дуб).

Широко представлены Betula nana и другие виды Betula кустарниковых форм. Травянистый ярус развит слабо, моховой ярус сложен зелеными мхами. Для флоры данной фазы характерны две особенности: присутствие растений, унаследованных от приледниковой растительности (Betula nana L., Botrychium boreale (Tr.) Mild., Selaginella selaginoides L. (Link.), и появление теплолюбивых растений Carpinus sp., Quercus sp., Tilia sp., Osmunda cinnamomea L., которые в последующей фазе встречаются более часто.

ФАЗА ЕЛОВЫХ ЛЕСОВ С НЕБОЛЬШИМ УЧАСТИЕМ СОСНЫ И ШИРОКОЛИСТВЕННЫХ ПОРОД

Спектры образцов, отобранных с глубины 55,0—57,5 *м*, характеризуют третью фазу в развитии растительности.

В общем составе основных компонентов доминирует пыльца древесных пород (41—66%), споры составляют 33—45%, пыльца трав 1—6%.

В группе пыльцы древесных пород преобладает пыльца Picea sp. (47—83%), небольшую роль в составе этих спектров играет пыльца Pinus silvestris L. (5—32%) и пыльца Betula sec. Albae (2—16%). Постоянно, но в малых количествах (до 1%) присутствует пыльца широколиственных пород: Carpinus sp., Quercus sp., Ulmus sp., Tilia sp., единично отмечена пыльца Abies sp., для данной фазы характерно большое содержание (7—49%) пыльцы Alnus sp. Среди споровых господствуют в спектрах споры лесного типа Polypodiaceae (24—67%) и споры Bryales (11—79%). Небольшой процент составляют споры Sphagnum sp. (2—17%). Спорадически встречаются споры Botrychium двух видов Botrychium boreale (Tr.) Mild. и B. sp., Osmunda cinnamomea L., споры Hepaticae.

Господство пыльцы древесных пород в общем составе спектров доказывает существование лесных формаций.

Основным эдификатором лесов описываемой фазы является ель. Небольшое участие в составе лесов принимают сосна, пихта, береза, граб, дуб, липа. По берегам водоемов широко развиты ольшаники.

Таким образом, растительность в своем развитии прошла следующий этап: на смену елово-сосновым лесам с примесью березы пришли почти чистые еловые леса, что могло произойти в результате дальнейшего смягчения климатических условий.

По данным карпологического анализа, произведенного Т. Д. Колесниковой, из интервала 56,9—60,3 *м* выделен ряд видов растений: Patomogeton filiformis Pers.— 4 эндокарпа, P. friesii Rupr.— 4 эндокарпа, P. natans L.— много эндокарпов, P. praelongus Wulf.— 6 эндокарпов, P. pusillus L.— 4 эндокарпа, P. trichoides Cham. at Schl.— 1 эндокарп, Caldesia parnassifolia (Bassi) Parl.— 2 плода, Najas flexilis (Willd.) Rostk. et Schm.— очень много семян, Carex panciflora Lightf.— 1 орешек, Betula nana L.— обрывок листа, Scirpus lacustris L.— 2 орешка, Betula alba L.— 1 чешуя, Rubus idaeus L.— 2 косточки, Aracites jonstrupii (Hartz.). Niki-

tin — 7 семян, Ceratophyllum demersum L.— 7 плодов, Menyanthes trifoliata L.— 2 семени, Selaginella selaginoides (L.) Link — 1 мегаспора, Brasenia nehringii (Weber) Szafer — 1 семя.

К сожалению, находки их не привязаны к горизонтам отбора пыльцевых образцов, поэтому связать их с развитием фаз растительности не представляется возможным.

В дер. Трубайка вскрыта средняя и частично верхняя часть межледниковой толщи мощностью 16,8 *м*:

	Глубина, *м*
Суглинок валунный (днепровская морена), песчаный, серый, с включением до 20% талька и гравия	29,1—34,0
Супесь плотная, пылеватая, от коричневато-серой до темно-серой, слюдистая, слоистая, участками слоистость волнистая. Слоистость вниз по разрезу исчезает	34,0—39,8
Суглинок плотный, слюдистый, тонкослоистый, темно-серый	39,8—40,3
Торф бурый, плохо разложившийся, слабо глинистый	40,3—40,4
Песок тонкозернистый, глинистый, плотный, слюдистый, тонкослоистый, желтовато-серый и серый, с включением растительных остатков	40,4—44,4
Песок мелкозернистый, слабо глинистый, слюдистый, в начале слоя желтовато-серый, в конце — темно-серый, с редким включением гравия и талька	44,4—46,1
Песок плотный, пылеватый, тонкозернистый, тонкослоистый, серовато-желтый, в начале слоя зеленовато-желтый, с включением песчано-гравийного материала и окатышей глины	46,1—48,6
Песок тонкозернистый, сильно глинистый, плотный, слюдистый, коричневато-серый, с тонкими редкими прослоями растительных остатков (до 2—4 *мм*)	49,1—50,2
Супесь плотная, грязно-серая, с включением гравия и мелкой гальки 5%	50,2—50,8
Суглинок ленточный, тяжелый, плотный, коричневый (озерно-ледниковые осадки конца окского века)	50,8—74,9

По данным спорово-пыльцевого анализа (рис. 3), в данной части разреза можно выделить четыре фазы развития растительности (снизу вверх): еловые леса с небольшой примесью сосны (глубина 40,5 *м*); пихтово-еловые леса с участием широколиственных пород (глубина 39,5—40,2 *м*); сосново-еловые леса с примесью пихты и широколиственных пород (глубина 38,75 *м*); березово-сосновые леса с небольшим участием ели (глубина 34,5—38,75 *м*).

Фаза еловых лесов с небольшой примесью сосны охарактеризована одним спорово-пыльцевым спектром с глубины 40,5 *м*. По соотношению основных компонентов, по качественному и количественному составу пыльцы древесных пород, трав и спор этот спектр полностью сопоставляется со спектрами, характеризующими ту же фазу еловых лесов в верхней части разреза межледниковой толщи скважины в дер. Янгосарь.

ФАЗА ПИХТОВО-ЕЛОВЫХ ЛЕСОВ С УЧАСТИЕМ ШИРОКОЛИСТВЕННЫХ

Фаза охарактеризована спектрами трех образцов с глубины 39,5—40,2 *м*. Пыльцевые спектры характеризуются преобладанием пыльцы Picea sp. (35—51%). Остальные древесные породы участвуют в таких соотношениях: Pinus silvestris L.—22—30%, Abies sp.—9—12%, Betula sp.—7—12%. Отмечена пыльца Carpinus sp., Quercus sp., Ulmus sp., Tilia sp., которая в сумме составляет 6—12%. Наиболее часто отмечается пыльца Carpinus sp., максимальное содержание которого достигает 3—7%.

Спектры этой фазы характеризуются высоким процентным содержанием пыльцы Alnus sp. (18—45%). В них встречена пыльца травянистых растений и кустарниковых (единично), водных растений из сем. Typha-

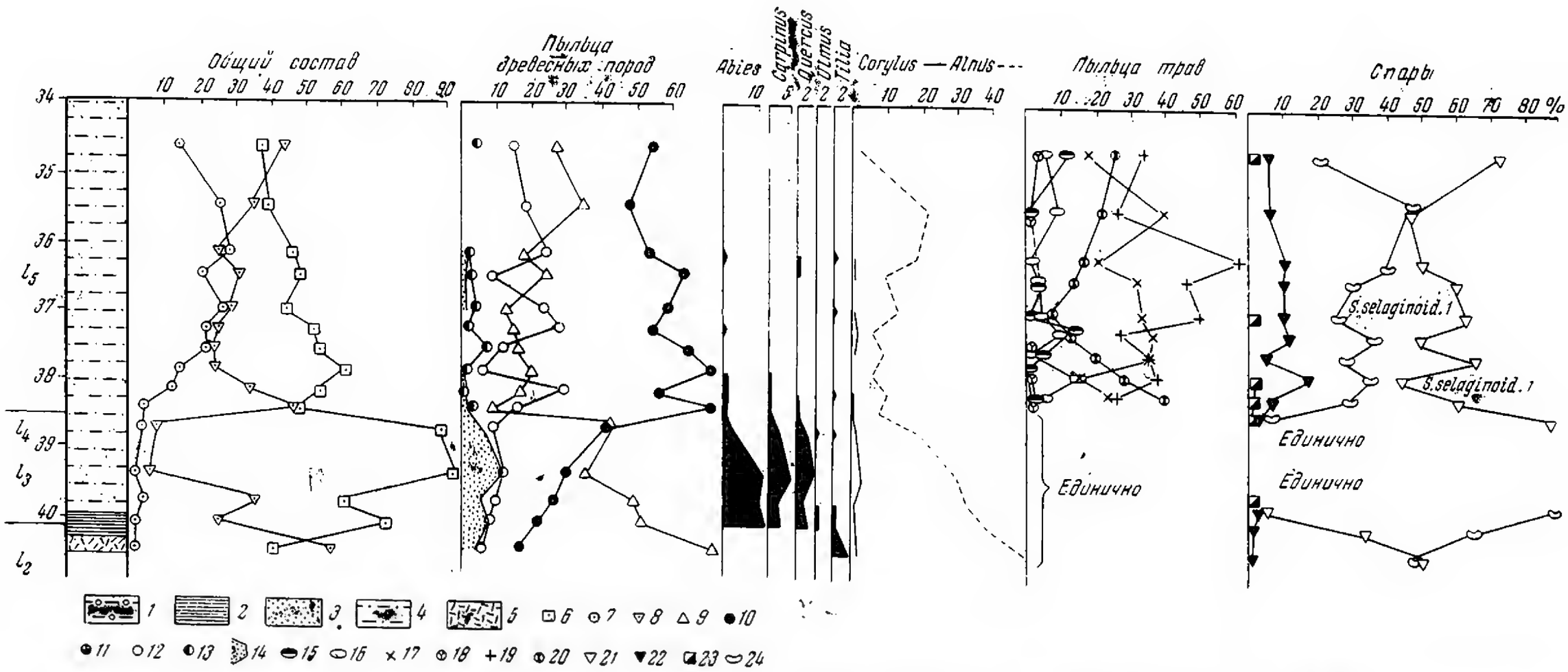


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных отложений лихвинского межледниковья у дер. Трубайка.

1 — суглинок валунный; *2* — суглинок безвалунный; *3* — песок; *4* — супесь безвалунная; *5* — торф; *6* — сумма пыльцы древесных пород; *7* — сумма пыльцы травянистых растений; *8* — сумма спор; *9* — ель; *10* — сосна; *11* — ива; *12* — береза (Betula sec. Albae); *13* — группа кустарниковых берез; *14* — сумма пыльцы широколиственных пород; *15* — злаковые; *16* — осоковые; *17* — маревые; *18* — вересковые; *19* — полынь; *20* — разнотравье; *21* — зеленые мхи; *22* — сфагновые мхи; *23* — плауновые; *24* — кочедыжниковые

ceae, Iridaceae, Halorrhagidaceae, единичные зерна Gramineae и разнотравья.

В группе споровых растений господство принадлежит спорам лесного типа — Polypodiaceae (65—91%).

Суммируя вышесказанное, следует отметить, что данная фаза определяется в основном формацией хвойных пихтово-еловых лесов со значительной примесью сосны, пихты и широколиственных пород, в первую очередь граба. Эта растительность характерна для климатического оптимума межледниковья, когда существовали наиболее благоприятные условия для ее развития.

ФАЗА СОСНОВО-ЕЛОВЫХ ЛЕСОВ С НЕБОЛЬШОЙ ПРИМЕСЬЮ ПИХТЫ И ШИРОКОЛИСТВЕННЫХ

Данная фаза охарактеризована спектром одного образца с глубины 38,75 *м*. В спектре среди пыльцы древесных пород приблизительно в одинаковых количествах (41,0%) отмечена пыльца Picea sp., Pinus silvestris L. Единично встречена пыльца Abies sp. (2%) и широколиственных пород (6%). Пыльцы травянистых растений и спор мало и они не показательны.

Основными лесообразующими породами являются сосна и ель.

Отличие описываемой фазы развития растительности от предыдущей состоит в том, что участие в лесах пихты и широколиственных пород сокращается за счет увеличения роли сосны, которая вместе с елью выдвигается в число основных эдификаторов, слагающих леса данной формации. Изменения в составе растительности могли произойти в связи с некоторым ухудшением климатических условий по сравнению с предыдущей фазой.

ФАЗА БЕРЕЗОВО-СОСНОВЫХ ЛЕСОВ С УЧАСТИЕМ ЕЛИ

Фаза охарактеризована спектрами 10 образцов с глубины 34,5—38,75 *м*. Для данных спектров характерно высокое содержание пыльцы травянистых растений и спор. В спектрах среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца Pinus silvestris L. (45—72%), в небольшом количестве отмечена пыльца Picea sp. (8—27%), Betula sec. Albae (6—22%) и пыльца Betula кустарниковой формы (2—7%). В некоторых спектрах единично отмечена пыльца Abies sp. и широколиственных пород.

Состав пыльцы трав своеобразен. В основном встречена пыльца Artemisia (28—63%) и Chenopodiaceae, большинство видов которых — ксерофиты (21—37%). В значительно меньших количествах обнаружена пыльца разнотравья (20—26%), Gramineae (3—15%), Cyperaceae (2—10%).

В группе споровых во всех спектрах доминируют споры Bryales (45—73%) и Polypodiaceae L. (21—48%). Единично встречены споры Sphagnum sp., Anthoceros sp., Lycopodium annotinum L., Equisetum sp., Selaginella selaginoides L. (Link).

Увеличение роли пыльцы травянистых в общем составе указывает на развитие не только лесный формаций, но и на существование открытых пространств, занятых травянистыми группировками.

Из состава лесов практически полностью исчезают теплолюбивые растения (граб, липа, вяз, дуб), появляются представители тундровых элементов Anthoceros sp., Selaginella selaginoides L. (Link.), Betula nana L.

Происшедшие изменения в составе растительного покрова, по-видимому, обусловлены дальнейшим увеличением суровости климатических условий.

По данным карпологического анализа, произведенного Т. Д. Колесниковой, на глубине 40,00—40,40 *м* обнаружены макроскопические остатки следующий растений: Salvinia natans (L.) All.— 11 мегаспор, Azolla interglacialica Nikitin — 5 мегаспор, Selaginella selaginoides (L.) Link — 2 мегаспоры, Picea abies (L.) Karst.— 1 семя, Potamogeton filiformis Pers.— 1 эндокарп, P. vaginatus Turcz.— 1 эндокарп, Carex pauciflora Ligh.— 1 орешек, Heleocharis palustris R. Br.— 1 орешек, Lemna trisulca L.— 14 семян, Alnus glutinosa (L.) Gaertn.— 1 орешек, Betula nana L.— 1 чешуйка и 7 орешков, Ranunculus sceleratus L.— 1 семянка, Rubus idaeus L. — 11 косточек, Naumburgia thyrsiflora (L.) Reich.— 5 семян, Sambucus racemosa L.— 1 косточка, Hippuris vulgaris L.— 2 орешка, Menyanthes trifoliata L.— 1 семя.

Наиболее интересны находки Azolla interglacialica и Salvinia natans, макроскопические остатки которых преимущественно встречаются в отложениях лихвинского века (г. Лихвин, д. Фатьяновка, г. Новохоперск, Куйбышев и др.).

В дер. Парфеньево вскрыты средняя и верхняя части межледниковой толщи общей мощностью 19,65 *м*.

	Глубина, *м*
Суглинок валунный (днепровская морена), песчаный, буровато-коричневый, с включением до 8% гравия и гальки	16,4—26,9
Песок мелко- и тонкозернистый, светло-серый, с редким включением гравия размером до 1 *мм*. В интервале 28,6—28,7 *м* суглинок плотный, ленточного типа, коричневый	26,9—32,2
Супесь плотная, пылеватая, зеленовато-серая, с включением растительных остатков	32,2—32,8
Песок тонкозернистый, слабо пылеватый, зеленовато-желтый, с включением растительных остатков в виде кусочков древесины	32,8—32,8
Суглинок плотный, тонкий, тонкослоистый, ленточный, зеленовато-светло-серый, с растительными остатками, с прослоями до 5—10 *см* суглинка легкого песчаного. В интервале 36,6—41,0 *м* цвет суглинка по слоистости приобретает коричневато-серую и светло-розовую окраску, с глубины 41,0 *м* — розовато-коричневую	32,9—46,65
Суглинок валунный (окская морена), слабо песчаный, буровато-коричневый, с включением до 5—10% гравия, гальки и мелких валунов. Количество включений по разрезу неравномерное	46,65—72,60

На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 4) отчетливо выражены четыре фазы развития растительности: 1) фаза пихтово-еловых лесов с участием широколиственных пород (глубина 31,5—32 *м*); 2) фаза сосново-еловых лесов с примесью пихты и широколиственных (глубина 29,5—31,5 *м*); 3) фаза березово-сосновых лесов с участием ели (глубина 29—29,5 *м*); 4) фаза березовых лесов с участием сосны (глубина 26,0—29,0 *м*).

Характер спектров первых трех фаз полностью совпадает с описанием, приведенным нами по разрезу скважины в дер. Трубайка (глубина 34,5—40,5 *м*). Последняя фаза, установленная в разрезе скважины в дер. Трубайка, дополняет сводный разрез, составленный по данным двух предыдущих скважин.

ФАЗА БЕРЕЗОВЫХ ЛЕСОВ С УЧАСТИЕМ СОСНЫ

Фаза охарактеризована четырьмя спектрами образцов с глубины 26,0—29,0 *м*. Данной фазой заканчивается ход развития растительности во время межледниковья.

В составе основных компонентов преобладает пыльца древесных пород (45—63%). Участие пыльцы травянистых растений составляет 12—26%, споры — 25—35% от общего состава пыльцы и спор.

Среди древесных пород в спектрах доминирует (25—52%) пыльца древовидной березы (Betula sec. Albae). Небольшое участие в спектрах принимает пыльца хвойных пород: Picea sp. (5—23%) и Pinus silvestris L. (4—24%). Высокий процент (13—32%) составляет пыльца группы кустарниковых берез, а также пыльца Alnus (12—34%). Пыльца травянистых растений разнообразна. В большом количестве отмечены Gramineae (18—63%), разнотравье (до 50%), Artemisia sp. (3—48%). Среди споровых господствуют Polypodiaceae (30—42%) и Bryales (13—31%).

Преобладание в общем составе пыльцы древесных пород доказывает существование древесной растительности, хотя большую роль в растительном покрове играют безлесные территории, занятые травянистой и травяно-кустарниковой растительностью. Высокий процент кустарниковой березы, сокращение лесных форм, а также присутствие во флоре Lycopodium pungens L. Pyl., Botrychium boreale (Tr.) Mild. указывают на холодные климатические условия. По-видимому, на формирование растительности оказывали влияние льды наступающего ледника.

Полученные спорово-пыльцевые диаграммы хорошо сопоставляются с опубликованными диаграммами лихвинского межледниковья, в том числе с самым северным для Европейской части СССР разрезом на р. Большая Коша в Смоленской области (Гричук, 1961; Ушко, 1959). Сходство проявляется в закономерных изменениях растительных формаций и в особенностях климатического оптимума данного межледниковья.

Растительные формации, описанные по результатам изучения спорово-пыльцевых спектров трех разрезов, дают представление о полном цикле развития растительности во время лихвинского меж-

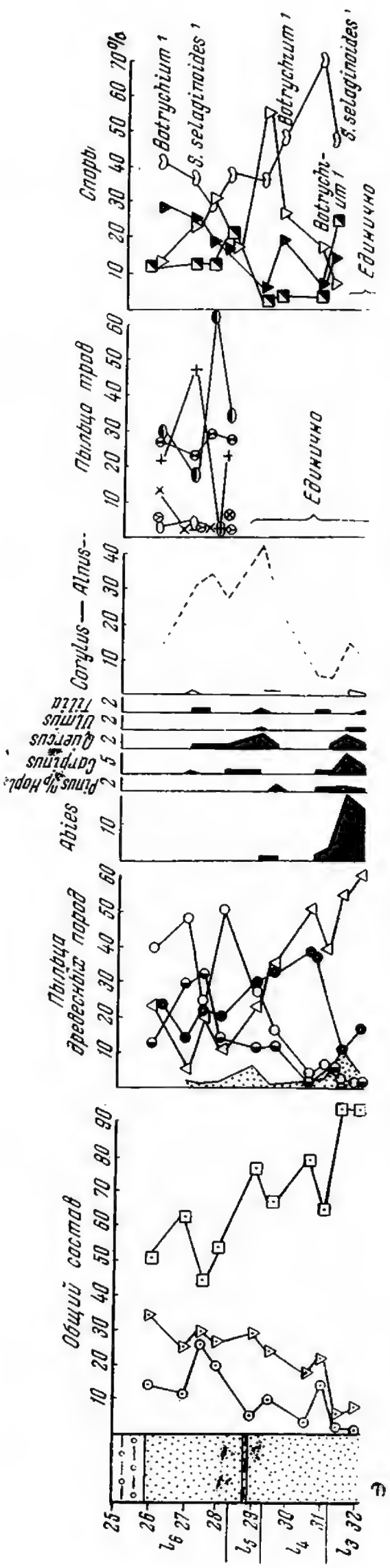


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных отложений лихвинского межледниковья у дер. Парфеньево.

Условные обозначения см. на рис. 3

ледниковья; они хорошо сопоставляются с зонами, характерными для лихвинского межледниковья, выделенными В. П. Гричуком для Европейской части СССР (табл. 1).

Таблица 1

Сопоставление фаз развития растительности лихвинского межледниковья на территории Вологодской области с зонами, выделенными В. П. Гричуком для Северо-Запада Европейской части СССР

Фазы лихвинского межледниковья	Дер. Янгосарь	Дер. Трубайка	Дер. Парфеньево	Индекс	Зоны, выделенные В. П. Гричуком
Фаза березовых лесов с участием сосны и ольшаника				L_6	Зона березы с сосной
Фаза березово-сосновых лесов с участием ели и широколиственных пород				L_5	Зона сосны и березы с небольшим участием ели и пихты
Фаза сосново-еловых лесов с примесью пихты и широколиственных пород				L_4	Зона ели и пихты с небольшим участием широколиственных пород
Фаза пихтово-еловых лесов с участием широколиственных пород (граб, липа, вяз, дуб)				L_3	Зона граба и пихты (обе породы здесь кульминируют) с елью и широколиственными породами
Фаза еловых лесов с небольшим участием сосны и широколиственных пород				L_2	Зона ели с сосной и широколиственными породами
Фаза елово-сосновых лесов с примесью березы				L_1	Зона березы и сосны с примесью ели
Фаза приледниковой растительности					

Следует отметить, что к фазе еловых лесов (L_2) относятся находки макроскопических остатков растений — экзотов Potamogeton filiformis Pers., P. praelongus Wulf., Caldesia parnassifolia (Bassi) Parl., Najas flexilis (Willd.) Rostk. et Schm. Aracites jonstrupii (Hartz) Nikitin. Растительность фазы L_3 формируется в условиях климатического оптимума межледниковья. Встречены макроостатки Salvinia natans L. (All.) Azolla interglacialica Nikitin. В фазу сосново-еловых лесов (L_4) с ухудшением климатических условий сокращается роль пихты и широколиственных за счет увеличения сосны. В фазу березовых лесов (L_6) значительную роль в ландшафте начинают играть открытые пространства, занятые травянистыми группировками; полностью исчезают теплолюбивые растения, появляются представители тундры. Климатические условия суровы.

В основании межледниковой толщи, вскрытой скважиной в дер. Янгосарь, лежат слои (глубина 59,5—60,3 *м*) с преобладанием пыльцы Betula кустарниковых форм, с высоким содержанием пыльцы травянистых растений, в том числе Artemisia, Chenopodiaceae и спор. Подобный характер растительности формировался, по-видимому, в условиях холодного климата на рубеже нижнечетвертичного ледниковья и лихвинского межледниковья.

Незначительные расхождения в количественном содержании широколиственных пород (до 12%) во время климатического оптимума в данном районе с центральными и южными районами Европейской части СССР связаны с более северным и восточным положением описываемой территории.

Находки растений-экзотов Caldesia parnassifolia (Bassi) Parl., Najas flexilis (Willd.) Rostk. et Schm., Aracites jonstrupii (Hartz) Nikitin, Brasenia nehringii. (Weber), Potamogeton filiformis Pers., P. praelongus Wulf., Salvinia natans L. (All.), Azolla interglacialica Nikitin связаны в большинстве случаев с нижнечетвертичными отложениями. Присутствие их подтверждает межледниковый характер и лихвинский возраст изучаемых осадков.

На основании анализа общей позиции данного района по отношению к намеченным на сводных картах четвертичных отложений границам оледенений можно сделать следующие выводы о стратиграфическом положении описанных межледниковых отложений.

Над охарактеризованными межледниковыми слоями (лихвинскими) залегает толща днепровской морены, достигающей местами 70 *м* мощности. Над ней в ряде разрезов буровых скважин встречена межморенная толща супесей с растительными остатками мощностью до 18 *м*. Она условно датируется как одинцовская (?) и будет описана отдельно. Выше залегает весьма выдержанный горизонт морены мощностью от 10 до 100 *м*. Этот последний горизонт морены слагает поверхность водоразделов Вологодского района. На нем в ряде пунктов (дер. Марфино, дер. Воскресенское, Ст. Кипелов, Сокольниково и др.) встречены озерно-болотные отложения мощностью до 24 *м*, дающие типичный микулинский межледниковый спорово-пыльцевой спектр (Соколова, Хомутова, 1965). Эти отложения мореной не перекрыты.

Таким образом, можно считать, что данный район не покрывался льдами валдайского оледенения и, следовательно, верхний моренный горизонт Вологодского района связан с московским оледенением.

На прилагаемой схеме (рис. 5) показаны стратиграфические соотношения всех основных горизонтов, пройденных буровыми скважинами.

Как видно, лихвинские межледниковые отложения имеют довольно широкое распространение в Вологодском районе и выполняют верхнюю часть переуглубленных древних, вероятно, дочетвертичных долин. Последние в верховьях широкие, ящикообразной формы, а в средней и нижней частях имеют каньонообразный профиль.

До настоящего времени в сводных стратиграфических схемах северо-запада отсутствовали сведения о доднепровских четвертичных отложениях. Поэтому новые данные об озерно-ледниковых и ледниковых отложениях нижней части разреза четвертичной толщи, подстилающих лихвинские межледниковые осадки, представляют значительный интерес.

Водно-ледниковые отложения представлены коричневыми тонкослоистыми ленточными суглинками мощностью до 42 *м*, местами суглинки совершенно однородны и неслоисты, а в нижней части разреза с редким включением гальки и гравия. Гранулометрический состав суглинка (по 11 определениям) свидетельствует о формировании осадков в озерах. Для тяжелой фракции минералов характерно преобладание рудных (до 70%), для легкой — кварца и полевого шпата.

Спорово-пыльцевой комплекс из озерно-ледниковых отложений содержит наряду с пыльцой и спорами четвертичных растений большое количество (до 50%) пыльцы древних, преимущественно хвойных пород. Вся пыльца как четвертичного, так и дочетвертичного комплексов (очень плохой сохранности) стерта, смята, разорвана. Последнее убедительно говорит о том, что споры и пыльца в этих отложениях переотложенные.

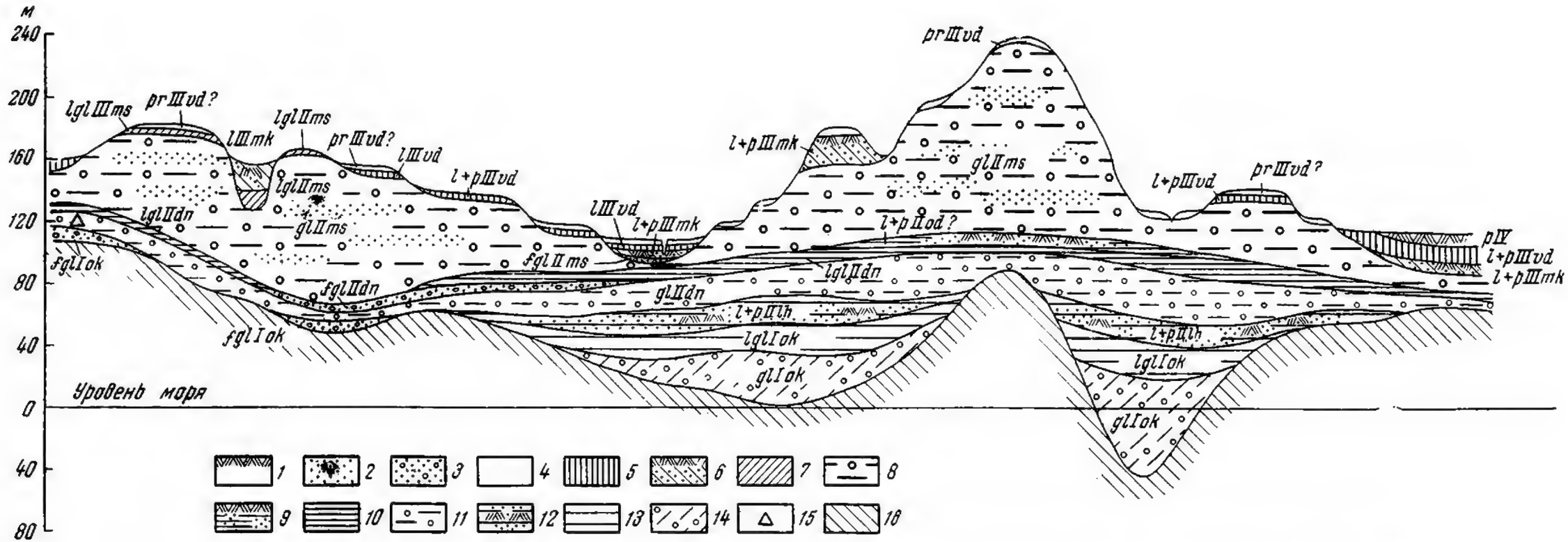


Рис. 5. Сводная схема строения четвертичных отложений на юге центральной части Вологодской области.

1 — торф; *2* — песок; *3* — песок с гравием и галькой; *4* — покровные суглинки; *5* — нерасчлененные озерные и озерно-болотные отложения валдайского времени; *6* — озерные и озерно-болотные отложения микулинского времени; *7* — озерно-ледниковые отложения конца московского времени. *8* — валунные суглинки московского ледниковья; *9* — озерные и озерно-болотные межледниковые (одинцовские?) отложения; *10* — озерно-ледниковые отложения конца днепровского времени; *11* — валунные суглинки днепровского ледниковья; *12* — озерные и озерно-болотные отложения лихвинского времени; *13* — озерно-ледниковые отложения конца нижнечетвертичного (окского) ледниковья; *14* — валунные суглинки того же времени; *15* — отторженцы дочетвертичных пород; *16* — коренные породы

Характер и состав осадков, диатомовая флора и палинологическая характеристика дают возможность предположить, что данные осадки формировались в водоемах недалеко от края отступавшего нижнечетвертичного ледникового покрова.

Надо думать, что озерно-ледниковые осадки являются водно-ледниковыми нижнечетвертичными отложениями окского оледенения.

Под лихвинскими межледниковыми и озерно-ледниковыми нижнечетвертичными осадками залегает, вскрытая буровыми скважинами морена, весьма изменчивой мощности (от 0,1—1,0 *м* у бортов долины до 70,0 *м* в центре понижений). По склонам древних долин морена размыта и от нее сохранились только прослои галечника. Представлена морена валунным суглинком пестрой окраски: светло-коричневым, серовато-коричневым, буровато-коричневым, темно-коричневым и т. д., с включениями до 8—12% валунов, гальки и гравия. В толще морены встречаются линзы песка мощностью до 15 *м* и суглинка ленточного мощностью до 24 *м*, а также отторженцы дочетвертичных пород до 4 *м*.

Основные отличия нижнечетвертичной морены от вышележащих морен следующие:

1. В крупнообломочном материале, гальке, валунах отмечается увеличение количества основных пород и гранита и незначительное уменьшение процентного содержания карбонатных.

2. Выход тяжелой фракции незначительный. Среднее процентное содержание ее возрастает от более древних морен к молодым (от 0,40% в окской до 0,54% в московской).

3. По минералогическому составу морена имеет много общего с подстилающими коренными породами триаса и перми.

4. От коренных пород она отличается повышенным содержанием мусковита, биотита, гидрослюд, карбонатов, роговой обманки, рудных минералов и большим разнообразием минералов тяжелой фракции. В морене количество их обычно достигает 20—25, в коренных — 10—11%.

5. Наблюдается уменьшение процентного содержания роговой обманки по сравнению с вышележащими моренами (от 12% в московской морене до 1,8% в окской).

Стратиграфическое положение ледниковых осадков под межледниковыми лихвинскими слоями дает возможность рассматривать их как морену нижнечетвертичного, по-видимому окского, оледенения.

ВЫВОДЫ

1. В результате произведенных работ впервые в Вологодском районе установлено наличие мощной толщи нижнечетвертичных отложений, выполняющих древние переуглубленные долины.

2. В сводном разрезе четвертичных отложений устанавливаются три моренных горизонта — нижнечетвертичный, днепровский и московский, а также три межледниковые толщи — лихвинская, одинцовская (?) и микулинская. В настоящей статье описываются лишь нижнечетвертичные осадки и лихвинские межледниковые слои.

3. Палеоботанические, в том числе палинологические анализы, позволяют утверждать, что на территории центральной части Вологодской области впервые обнаружены отложения лихвинского межледниковья. Пыльцевые диаграммы этих отложений отражают полный цикл формирования растительности от холодолюбивой к теплолюбивой и снова к холодолюбивой.

4. Спорово-пыльцевые диаграммы лихвинского межледниковья, вскрытые в центральной части Вологодской области, отчетливо сопоставляются с таковыми центральных районов Европейской части СССР.

ЛИТЕРАТУРА

Ананова Е. Н. Флора типа «перигляциальной» из древнечетвертичных отложений Камы.— Пробл. ботаники, 1959, вып. IV.

Гричук В. П. Растительность Русской равнины в четвертичное время.— Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, сб. 3. Изд-во АН СССР, 1950.

Гричук В. П. Ископаемая флора как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.— В сб. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Гричук М. П. и Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР. Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.

Лисицина Г. Н. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории северо-западной Европейской части СССР.— В сб. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири», т. 1. Изд-во МГУ, 1959.

Соколова В. Б., Хомутова В. И. Новые данные о межледниковых микулинских отложениях на территории юга центральной части Вологодской области.— В сб. «Проблемы палеогеографии», вып. 3. Изд-во ЛГУ, 1965.

Ушко К. А. Лихвинский (чекалинский) разрез межледниковых озерных отложений.— В сб. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1966 № 31

А. Р. ГЕПТНЕР, Е. Г. ЛУПИКИНА, Л. А. СКИБА

РАННЕАНТРОПОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ
(Тигильский район)

Антропогеновые (четвертичные) [1] отложения чрезвычайно широко распространены на Камчатке. В настоящее время изучение их в связи с постановкой ряда инженерно-геологических и гидрогеологических работ приобретает исключительно важное значение. Но несмотря на многочисленные исследования, проведенные на Камчатке, стратиграфия антропогеновых отложений разработана слабо. Естественно, что в таких условиях вопрос о нижней границе антропогена на Камчатке остается открытым. В этом отношении большой интерес приобретает положение в разрезе и возраст эрмановской и энемтенской свит, широко развитых в разрезе кайнозойских отложений Камчатки. В настоящее время не существует единого мнения о возрасте этих отложений. Многие геологи, основываясь на результатах работ Б. Ф. Дьякова и других исследователей, считают возраст эрмановской свиты не древнее верхнего плиоцена [2], допуская возможность частичного перехода ее в плейстоцен. Энемтенская свита помещается целиком в плейстоцен (морской постплиоцен Дьякова). И. Б. Плешаков (1939) эрмановскую свиту относит к нижнему, а энемтенскую — к верхнему плиоцену. Согласно данным В. В. Меннера и В. Н. Куликовой (1961), возраст энемтенской свиты может быть определен как верхний плиоцен, а эрмановская свита не может быть помещена выше среднего плиоцена. В недавно вышедшей из печати статье В. В. Меннера (1965) энемтенская свита, по-видимому, ошибочно отнесена к среднему плиоцену.

По принятой нами схеме верхний плиоцен (который включает и часть среднего) входит в состав антропогена, таким образом энемтенская свита, а по нашему мнению и эрмановская, стратиграфически помещаются в низы антропогеновой системы. Настоящая статья посвящается обоснованию геологического возраста указанных свит.

Исследованная территория охватывает северную часть Тигильского поднятия, представляющего собой сложный антиклинорий, состоящий из ряда антиклинальных и синклинальных структур (рис. 1). В строении сводовых частей антиклинальных структур участвуют отложения верхнего мела, палеогена и неогена до миоцена включительно. Центральные части синклинальных структур выполнены миоценовыми и плиоценовыми отложениями. Почти непрерывные разрезы неогеновых отложений, в том числе и эрмановской свиты, могут быть прослежены в береговых обрывах Охотского моря в пределах этолонской (район устья р. Этолоны) и калаваямской (к северу от р. Ковран) синклиналей. В устьевой части р. Тигиль, располагающейся в центральной части чернореченской синклинали, обнажаются верхние горизонты эрмановской свиты. Палеонтологи-

---

[1] Объем и расчленение антропогеновой системы в статье принимается согласно В. И. Громову, Э. А. Вантентейм, К. В. Никифоровой (1965).

[2] Граница неогена и антропогена ими проводится согласно принятой в СССР стратиграфической шкале

чески охарактеризованные отложения энемтенской свиты (Плешаков, 1939; Меннер и Куликова, 1961) до настоящего времени известны были только в калаваямской синклинали, к северу от устья р. Хейсливеем.

Вслед за И. Б. Плешаковым нижнюю границу эрмановской свиты мы условно проводим под нижним пластом угля и лигнита. Везде, где это можно было видеть на исследованной территории, наблюдался постепенный переход грубозернистых песчано-глинистых отложений этолонской свиты (средний плиоцен) в тонкозернистые угленосные отложения эрмановской свиты.

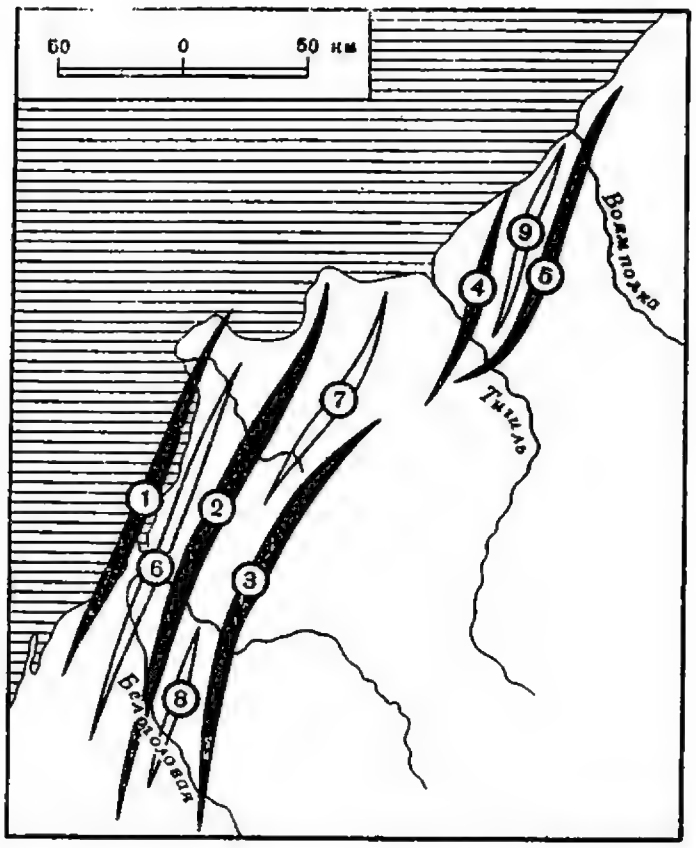


Рис. 1. Схема главных антиклинальных и синклинальных структур Тигильского поднятия (по Кленову, 1964).

Антиклинории: *1* — амбонский; *2* — ковачинский; *3* — хайрюзовский. Антиклинальные зоны: *4*—хромовская; *5* — воямпольская. Синклинали: *6* — калаваямская; *7* — чернореченская; *8* — альчинская; *9* — этолонская

Описание изученных разрезов целесообразно начать с разреза эрмановской свиты в этолонской синклинали, где, по имеющимся сейчас сведениям, она представлена в наиболее полном объеме.

Отложения эрмановской свиты в этом районе могут быть разделены на две части, соответственно которым целесообразно выделить в ее составе две подсвиты — нижнюю и верхнюю. Обоснование двучленного деления эрмановской свиты приводится ниже.

В состав нижней подсвиты входят угленосные и песчано-глинистые породы общей мощностью 47 *м*. Терригенные отложения сложены тонкозернистыми алевролитами и в меньшем количестве среднезернистыми песками, часто чередующимися в разрезе друг с другом. Отложения горизонтальнослоисты, а в тонких разностях пород иногда хорошо видна слабоволнистая слойчатость. Встречаются прослои диатомитов с огромным количеством остатков тонкораспыленной обугленной растительной органики.

Палинологический анализ образцов из ряда горизонтов этой подсвиты показал, что в общем составе спорово-пыльцевых спектров преобладает пыльца древесных пород — 64—80% (рис. 2). Пыльца недревесных растений содержится до 7%, спор — от 14 до 29%. Среди пыльцы древесных пород господствует ольха (до 34%). В составе хвойных пород преобладает пыльца ели обеих секций (Omorica и Eupicea) — 25%, пыльца сосен секций Strobus, Taeda, Eupitys и Cembrae в сумме составляет 23%, а пыльца пихты — до 6%. Из лиственных пород найдена пыльца березы (11%), ивы (4%), кустарников из сем. Caprifoliaceae, представленная родами Diervilla и Lonicera. В значительном количестве содержится пыльца термофильных растений: Sequoia до 20%, Taxodium 17%, Sciadopitys 1%, Glyptostrobus 0,5%, Tsuga до 14%, Juglans 2%, Pterocarya 1%, Carpinus 0,5%, Ostrya 0,5%, Ilex 0,5%, Diervilla 1%. Пыльца травянистых цветковых растений играет подчиненную роль. Преобладает пыльца вересковых, в меньшем количестве встречена пыльца растений прибрежно-водных сообществ (Sparganium sp., Potamogeton sp., Nymphaea tetragona,

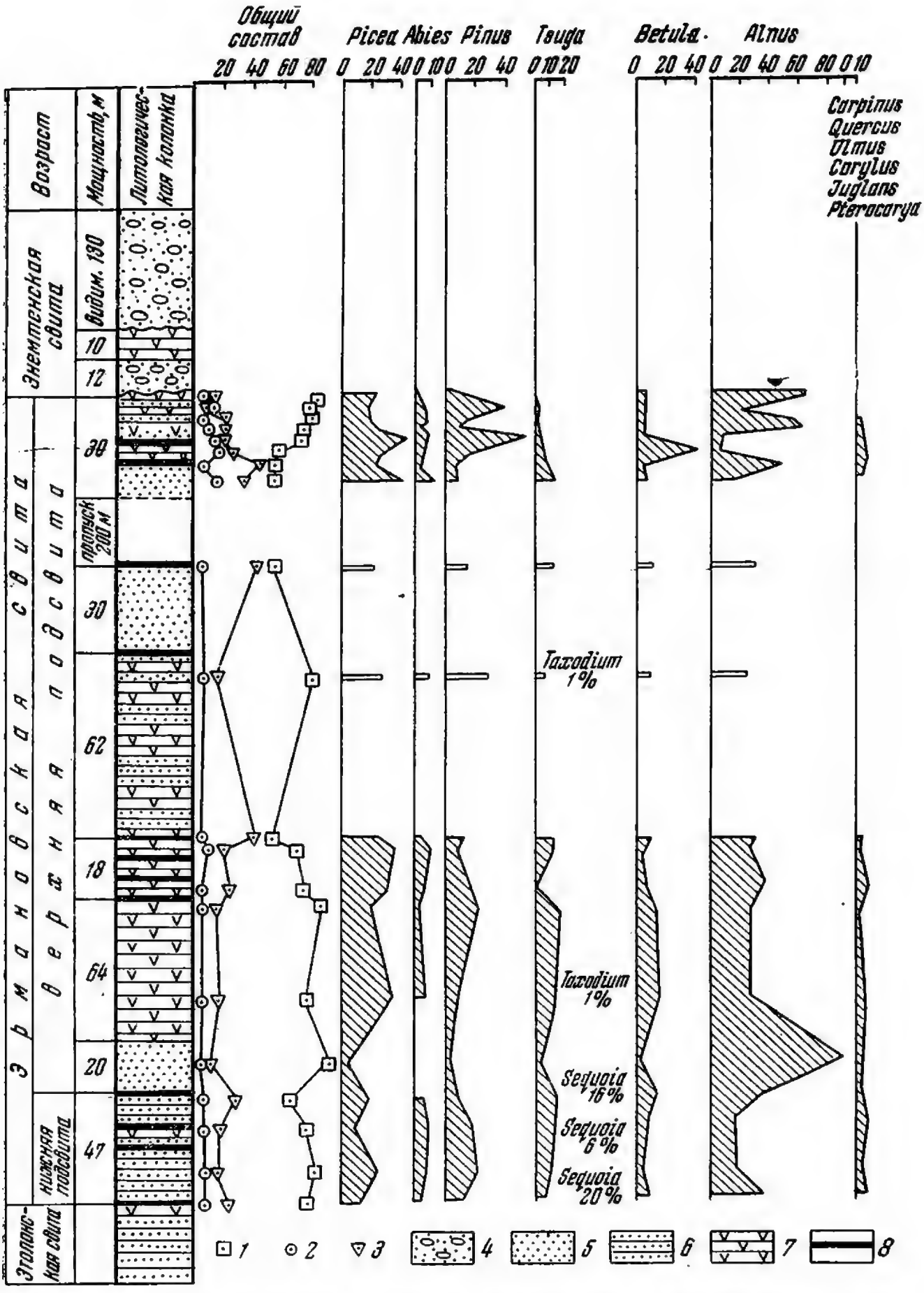


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма эрмановских отложений этолонской синклинали.

1 — древесные, *2* — травянистые; *3* — споры; *4* — конгломераты и галечники; *5* — пески; *6* — элевролиты; *7* — туффиты, туфы; *8* — угли, лигниты

Nelumbium sp.). Из травянистых споровых растений господствуют спутники лесных ценозов — папоротники, в том числе и представители Osmunda (Osmunda cinnamomea, O. cleytoniana), лесные виды плаунов. Найдены споры экзотических плаунков Selaginella helvetica и S. involvens. Эти виды в настоящее время на Камчатке не произрастают. S. helvetica встречается по подножиям скал в Приморье и на Кавказе. S. involvens растет в Приморье.

Таким образом, в это время наземная растительность отличалась большим флористическим богатством. Господствовали хвойно-широколиственные леса с участием термофильных пород. Наряду с теплолюбивыми лесами, которые занимали долины Камчатки, по-видимому, существовали и горные леса типа темнохвойной тайги, образованные елью, пихтой и тсугой с участием таежных элементов в травянистом покрове (вересковых, папоротников, зеленых и сфагновых мхов и плаунов — Lycopodium annotinum, L. complanatum, L. selago, L. serratum). Подтверждением результатов спорово-пыльцевого анализа являются определения П. А. Мчедлишвили (см. Гептнер, 1961) листовой флоры, собранной в 1958 г. из этих же отложений В. В. Меннером и В. Н. Куликовой. Согласно его исследованиям, она представлена субтропическими и теплолюбивыми формами, принадлежащими вымершим, а также ныне живущим растениям, произрастающим в настоящее время в Северной Америке, Японии и на п-ове Корея. Учитывая палеоботанические находки и результаты спорово-пыльцевого анализа, можно считать, что климатические условия во время формирования этой части эрмановской свиты были значительно теплее современных. «Относительно возраста указанной выше флоры П. А. Мчедлишвили пришел к заключению, что она относится к среднему (или, возможно, к нижней части верхнего) плиоцену» (см. Гептнер, 1961, стр. 1173). В этих же отложениях часто встречаются отпечатки и ядра раковин моллюсков.

В коллекции, собранной в разное время В. В. Меннером, В. Н. Синельниковой и А. Р. Гептнером, А. Л. Чепалыга установил наличие следующих форм: Nodularia ex gr. douglasiae (Griffith et Pidgean), Sinanodonta ex gr. woodiana (Lea), S. ex gr. lauta (Martens.), Sphaerium sp., Corbicula sp. По мнению А. Л. Чепалыги, указанные моллюски могли обитать в водоеме со стоячей или медленно текущей водой (приморские лагуны или эстуарии) с периодическим засолонением. Состав фауны пресноводных моллюсков также определенно указывает на значительно более теплый в то время климат, чем современный. Современные представители этой фауны обитают значительно южнее (Южное Приморье, Япония, Китай, п-ов Индокитай). Род Sinanodonta, как указывает А. Л. Чепалыга, субтропический, но заходит в южно-бореальную зону. Оптимальные условия его существования — субтропики Месопотамии, Центрального Китая и Японии. Показателем примерно такого же климата, по мнению А. Л. Чепалыги, являются ископаемые остатки Sinanodonta.

Кроме пресноводных форм, в этих же отложениях установлено наличие отпечатков и ядер Mytilus sp. и Macoma sp. (определение О. М. Петрова). Ряд современных представителей этих родов населяет преимущественно прибрежную зону и выдерживает значительное понижение солености.

В верхних горизонтах нижнеэрмановской подсвиты встречена богатая диатомовая флора, характерный комплекс которой составляют: Melosira praedistans Jousé f. praedistans et f. seriata Moiss. et f. curvata Moiss., M. praegranulata Jousé, M. praeislandica (O. Müll.) Jousé f. praeislandica et f. curvata Jousé, Aulacodiscus variabilis Lupik., Tetracyclus ellipticus (Ehr.) Grun., Fragilaria constricta Ehr. f. constricta et f. stricta A. Cl., Fr.

miocenica f. chankensis Moiss., Fr. virescens var. oblongella Grun., Eunotia faba (Ehr.) Grun., E. robusta Ralfs и др. Большинство перечисленных форм является типичными представителями озер. Количество вымерших форм не превышает 20%.

Многочисленные курватные формы грубопанцирных мелозир, по мнению А. П. Жузе (1952), свидетельствуют о теплом климате во время формирования заключающих их осадков.

Преобладание глинисто-алевритовых разностей пород в составе нижней подсвиты, наличие в них тонкой горизонтальной слоистости, обилие тонкораспыленного растительного детрита и прослоев заторфованного диатомита, частое чередование терригенных и углистых пород, а также состав обнаруженных диатомовых водорослей и моллюсков свидетельствуют, что образование осадков происходило в спокойной обстановке. Формирование терригенной части осадков происходило, вероятнее всего, в опресненной лагуне. На низменных, заболоченных берегах ее накапливался растительный материал, впоследствии превратившийся в уголь и лигнит.

В состав верхней подсвиты эрмановской свиты входят пески, песчаники, алевролиты, угли и лигниты, туффиты и туфы. Для терригенных отложений, сложенных алевролитами, тонкозернистыми туффитами и туфами, характерна тонкая горизонтальная слоистость и содержание большого количества обугленного растительного детрита. В песках и песчаниках, слагающих пачки мощностью до 30 *м*, часто наблюдается чередование пород с косой, горизонтальной и сложной волнистой слоистостью. Встречаются куски обугленных стволов деревьев, галька и целые глыбы подстилающих отложений. Общая видимая мощность отложений верхней подсвиты в этом районе равна 230 *м*. Располагаются они на размытой поверхности отложений нижней подсвиты.

Палинологический анализ позволил установить, что среди пыльцы древесных пород преобладает ольха (30—35%) и в большом количестве содержится пыльца хвойных пород: ели (секций Omorica и Eupicea) до 42%, сосны (секций Cembrae, Eupitys и Strobus) до 55%. Встречена пыльца пихты (до 15%), тсуги (до 22%), пыльца сем. Taxodiaceae (1%). Пыльца термофильных широколиственных пород в сумме не превышает 10%. Она представлена родами Carpinus, Quercus, Ulmus, Juglans, Corylus. Пыльца родов Pterocarya, Myrica, Ilex, Diervilla, Lonicera содержится в небольшом количестве. Пыльца березы не превышает 15%, содержание ивы незначительно (до 2%). Травянистые цветковые растения имеются в небольшом количестве. Среди папоротников преобладают споры Filices, Osmunda cinnamomea, O. cleytoniana и Ophioglossum. Обнаружены сфагновые и зеленые мхи, несколько видов плаунов (Lycopodium annotinum, L. pungens, L. clavatum, L. selago, L. alpinum, L. apressum). Климат в это время, по-видимому, был теплым и влажным.

Основное отличие диатомового комплекса верхней подсвиты в этолонской синклинали состоит в обеднении качественного состава, значительном уменьшении количества грубопанцирных мелозир, появлении видов, широко распространенных ныне. Для нижней части верхней подсвиты этолонской синклинали характерно появление небольшого количества (переотложенных?) морских форм.

Литологически отложения верхней подсвиты также довольно четко отличаются от отложений нижней подсвиты. В первую очередь необходимо отметить значительное увеличение в верхней подсвите содержания пирокластического материала, постоянно присутствующего не только в виде примеси к терригенным отложениям, но образующего также многочисленные слои туфов и туффитов. Для верхней подсвиты характерно

появление в разрезе пачек грубозернистых песчаных отложений. Характер строения последних и обнаруженная в некоторых из них флора диатомей смешанного экологического состава позволяют думать, что они представляют в значительной мере аллювиальные образования, возможно дельтовой части рек. Совместное нахождение морских, солоноватоводных и пресноводных диатомей вполне может быть объяснено заносом первых с приливными течениями, проникавшими по долине реки. Подобный факт установлен для современных и четвертичных отложений р. Тигиль на Западной Камчатке (Козлова, Гептнер, 1965).

На размытой поверхности эрмановских отложений с угловым несогласием располагается толща до 150 *м* мощности, сложенная горизонтально- и косослоистыми ржаво-бурыми конгломератами, галечниками, грубо- и разнозернистыми песками и песчаниками. Среди них в виде линз встречаются тонко-горизонтальнослоистые алевролиты, обогащенные растительным детритом, туффиты, туфы тонкозернистые, витрокластические. Мощность этих линз изменяется от 0,5 до 10 *м*.

В нижней части этой толщи встречен разнообразный пресноводный комплекс диатомовых водорослей. Преобладают в его составе арктобореальные представители олиготрофных и дистрофных водоемов. Наиболее богаты в видовом отношении рода Eunotia, Tetracyclus, Fragilaria, Cymbella. В одном образце обнаружены единичные морские диатомовые плохой сохранности. На относительную древность этого диатомового комплекса указывает присутствие в его составе вымерших ныне, а также ряда новых видов, не отмеченных как в составе плейстоценовой флоры Камчатки, так и за ее пределами. Вместе с тем большое количество (93%) и высокие оценки развития широко распространенных ныне видов говорят о значительной молодости этого комплекса по сравнению с эрмановской флорой диатомей.

Отложения подобного строения и состава, содержащие указанный выше комплекс диатомовой флоры, могли формироваться в долине реки. Отмеченное в рассматриваемых отложениях большое количество прослоев и линз туфов и туффитов свидетельствует об интенсивных эксплозивных вулканических извержениях, происходивших в это время в окрестных районах. Резкое увеличение крупности материала, слагающего эти отложения, по сравнению с эрмановской свитой указывает на смену в это время палеогеографической обстановки. Равнинный рельеф, существовавший в этом районе в эрмановское время, вероятно, в результате тектонических движений и вулканических извержений сменился расчлененным.

Таким образом, изучение отложений эрмановской свиты и непосредственно перекрывающих ее осадков позволило установить, что формирование их в пределах этолонской синклинали происходило в прибрежной части морского бассейна.

С точки зрения возможности расчленения эрмановской свиты на основании каких-либо литологических данных перспективным, видимо, может явиться изучение состава и распределения в разрезе продуктов эксплозивной деятельности вулканов. Состав вулканического стекла, судя по показателю преломления, для всей толщи пород эрмановской свиты и верхних горизонтов этолонской свиты остается близким. Основная масса туфов и туффитов содержит вулканическое стекло, крайние значения показателя преломления которого колеблются от 1,494 до 1,523, но наиболее часто встречаются стекла с показателем преломления 1,501. Для отложений нижнеэрмановской подсвиты в сравнении с подстилающими и покрывающими ее отложениями характерно преобладание в тяжелой фракции амфиболов (до 64%) и сокращение содержания пироксенов (до 9%). Скорее всего изменение относительного количества амфиболов

и пироксенов в тяжелой фракции туфогенных отложений, образовавшихся в близких палеогеографических условиях, связано с изменением состава поступавшего в осадок туфогенного материала. Во время накопления отложений, лежащих несогласно на эрмановских, происходит изменение состава вулканических извержений, вновь изменяется состав пирокластического материала. Туфы и туффиты этого возраста содержат вулканическое стекло, крайние значения показателя преломления которого не выходят за 1,494—1,503, а основная масса стекла имеет показатель преломления 1,494—1,496. Для этих отложений, как и для нижнеэрмановских, характерно преобладание в тяжелой фракции амфиболов (до 62%).

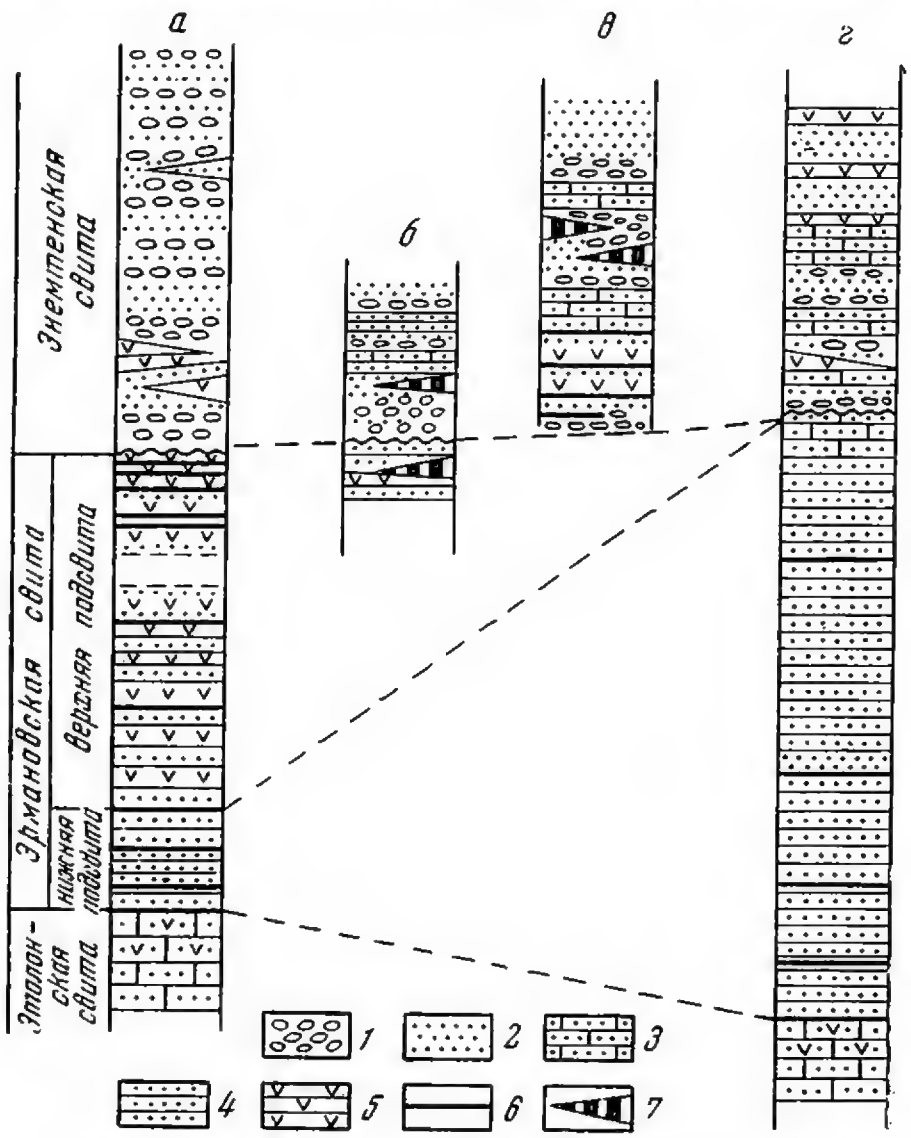


Рис. 3. Схема сопоставления эрмановских и энемтенских отложений Тигильского поднятия.

а — этолонская синклиналь, чернореченская синклиналь; *б* — устье р. Тигиль; *в*—долина р. Кульки; *г*—калаваямская синклиналь. *1* — конгломераты; *2* — гравий и разнозернистые пески; *3* —песчаники; *4* — алевролиты; *5* — туфы, туффиты; *6* — угли, лигниты; *7* — песчаники с сидеритовым цементом

Имеющийся в нашем распоряжении палеоботанический материал позволяет выделить для изученного разреза три флористических комплекса, два из них выделяются в эрмановской свите.

Нижнеэрмановская подсвита Тигильского района характеризуется господством хвойно-широколиственных лесов с участием термофильных растений, таких как Sequoia, Taxodium, Glyptostrobus, Juglans, Pterocarya, Ostrya и др. В составе комплекса диатомовых водорослей этого возраста породообразующее значение имеет круг форм неогеновых грубопанцирных мелозир.

Для верхней подсвиты характерно некоторое обеднение флористического состава. Из растительного покрова выпадают роды Sequoia, Glyptostrobus, сосны секции Taeda, участие рода Taxodium в спорово-пыльцевых спектрах сокращается до 1%.

Аллювиальные отложения, залегающие несогласно на эрмановских, характеризуются значительно более молодым комплексом диатомовых водорослей. Для него характерно, как уже указывалось, наряду с присутствием ныне вымерших форм диатомей преобладание широко распространенных сейчас видов.

Разрез нижнего антропогена калаваямской синклинали представляет большой интерес особенно в связи с тем, что только здесь определенно было установлено существование фаунистически охарактеризованных отложений энемтенской свиты, располагающихся с угловым несогласием на эрмановских.

Обнажающаяся здесь в береговом обрыве часть эрмановской свиты сложена главным образом алевролитами и диатомитами. Породы содержат значительное количество тонкораспыленной растительной органики, окрашивающей породы в темно-серый до черного цвет. Слоистость ясная, горизонтальная, тонкая, переходящая в некоторых слоях в микрослоистость. В подчиненном количестве в разрезе представлены тонкозернистые песчаники и пески. Часто встречаются отпечатки и ядра раковин морских, реже пресноводных моллюсков. Среди терригенных отложений располагаются пласты угля и лигнита. Общая наблюдавшаяся мощность эрмановских отложений в этом разрезе достигает 320 *м*. Если судить по данным измерения показателя преломления в этом разрезе эрмановской свиты, как и в описанном выше, вулканическое стекло довольно близко по составу. Крайние встреченные значения показателя преломления равны 1,494—1,519, а основная масса имеет 1,507. Для рассматриваемых отложений по сравнению с этолонской свитой также характерно значительное увеличение содержания в тяжелой фракции амфиболов. Максимум их содержания обнаружен в верхней части разреза (до 62%). Напомним, что значительное увеличение относительного содержания амфиболов характерно в этолонской синклинали для нижнеэрмановской подсвиты.

В коллекции, собранной В. В. Меннером, В. Н. Синельниковой и А. Р. Гептнером из средней части изученного разреза, примерно в 230 *м* от основания эрмановской свиты (от нижнего пласта угля) А. Л. Чепалыга обнаружил комплекс пресноводных моллюсков, вполне аналогичный тому, который установлен в нижнеэрмановской подсвите этолонской синклинали. В 1962 г. Г. П. Казакова в этих отложениях обнаружила спорово-пыльцевые спектры, сходные по составу со спектрами из нижнеэрмановской подсвиты этолонской синклинали. Отличительной особенностью их является резкое преобладание пыльцы голосеменных (50—82%). В составе голосеменных присутствует пыльца сем. Taxodiaceae (2—7%), Tsuga (4—12%), Abies (4%), Picea секций Omorica и Eupicea (12—27%), Pinus n/p Haploxylon и n/p Dyploxylon (17—27%). Количество пыльцы Alnus от 5 до 22%, пыльца широколиственных пород в сумме составляет 6%. В период накопления осадков, заключающих эту флору, существовали теплые климатические условия, судя по присутствию экзотических форм — таксодиевых, близкие к субтропическим.

В результате изучения флоры диатомовых водорослей из этих же отложений выделено два экологических комплекса: озерный (озерно-лагунный?) и прибрежно-морской. В разрезе они неоднократно сменяют друг друга. Прибрежно-морской комплекс разнообразен в видовом отношении. Преобладание в нем полубентических, бентических и неритических морских форм (59%), свидетельствует об образовании осадков в неглубокой прибрежной части моря. Со значительными оценками обилия отмечены арктобореальные виды, широко распространенные в современных дальневосточных морях: Coscinodiscus marginatus Ehr., Rhizosolenia hebetata (Bail). Grun., Biddulphia aurita (Lyngb.) Bréb. et Godey, Raphoneis amphiceros Ehr., R. surirella (Ehr.) Grun. и некоторые другие. Наибольшее сходство морской элемент этого комплекса обнаруживает с комплексом из этолонской свиты Рекинникской губы (Шешукова-Порецкая, 1961). Интересной особенностью этого комплекса является также присутствие в нем ряда морских видов, известных в настоящее время из раннего плиоцена и миоцена. Хорошая сохранность панцирей представителей древних флор вызывает сомнение в их переотложенности. Пресноводный комплекс диатомовых водорослей в целом аналогичен пресноводно-озерному комплексу из нижнеэрмановских отложений этолонской синклинали. Характерным для него является: 1) доминирующее положение Melosira praedi-

stans Jousé f. praedistans et f. curvata Moiss. et f. seriata Moiss., M. praeislandica (O. Müll.) Jousé f. praeislandica et f. curvata Jousé и Aulacodiscus variabilis Lupik; 2) видовое разнообразие и высокая численность Melosira, Tetracyclus, Eunotia, Pinnularia и Gomphonema; 3) присутствие ряда видов, характерных для пресноводных комплексов миоцена Приморья, Японии и Западной Сибири. Проведенное сравнение этого комплекса с составом флор из неогеновых отложений Советского Союза и за его пределами позволило отметить наибольшее сходство его с плиоценовой и миоценовой диатомовой флорой Приморья (Жузе, 1952; Моисеева, 1959). В настоящее время вопрос о возрасте комплекса диатомовых водорослей из нижнеэрмановских отложений калаваямской синклинали окончательно не решен. Предварительно Е. Г. Лупикина считает его не моложе верхнего плиоцена, согласно принятой в СССР стратиграфической шкале.

Приведенные выше материалы, а также данные В. В. Меннера и В. Н. Куликовой (1961) позволяют уверенно сопоставлять эрмановские отложения, обнажающиеся в калаваямской синклинали на Охотском побережье, с нижнеэрмановской подсвитой этолонской синклинали (рис. 3).

В центральной части калаваямской синклинали, к северу от р. Хейсливеем на эрмановских отложениях с угловым несогласием располагается энемтенская свита, общая мощность отложений которой достигает 50—55 *м*. Сложена она внизу конгломератами и грубозернистыми песчаниками со взвешенной галькой, вверху — разнозернистыми песчаниками, алевритистыми и глинистыми с большим количеством обугленного растительного детрита. В песчаниках встречается много отпечатков и ядер раковин морских моллюсков (Плешаков, 1939; Меннер и Куликова, 1961). Значительную роль в строении этих отложений играет туфогенный материал. Туфы и туффиты встречаются по всему разрезу, но в верхней части их становится заметно больше. Здесь среди песчаников и туффитов четко выделяется три слоя туфов белого цвета по 1 *м* мощности каждый. Важно отметить, что по составу туфы энемтенской свиты очень сходны с туфами из отложений, несогласно залегающих на эрмановских в этолонской синклинали. Данные измерения показателя преломления вулканического стекла из туфов энемтенской свиты равны 1,494—1,496. В тяжелой фракции для туфов характерно увеличение содержания амфиболов (до 30%).

Пыльца из пород энемтенской свиты была обнаружена в слоях, лежащих непосредственно выше отложений, содержащих многочисленные остатки раковин морских моллюсков, среди которых часто встречаются отпечатки и ядра крупных пектенов. Полученные спорово-пыльцевые спектры относятся к лесному типу. Пыльца древесных пород составляет 92%, недревесных растений — 2—3%, спор — 5—7%. Из состава древесных пород преобладает пыльца ели (53—76%). Также встречается пыльца ольхи (20—31%), пихты (1—3%), сосен секции Cembrae (1—3,5%), Alnaster fruticosus (5—8%), ивы (0,5%), восковницы (2—4%), березы (4%). Обнаружены единичные пыльцевые зерна тсуги, дуба и липы. Пыльца травянистых цветковых растений встречена в малом количестве. Из спор преобладают таковые папоротников. Преобладание среди травянистых растений папоротников и слабое развитие цветковых растений указывают на высокую степень сомкнутости древесного яруса. Основным типом растительности, по-видимому, являлись хвойные леса, эдификатором которых была ель. В их состав также входили сосна и пихта. В травянистом покрове преобладали спутники лесных ценозов (вересковые, папоротники, зеленые и сфагновые мхи и плауны). Необходимо отметить значительное участие в растительности ольхи (древовидной и кустарниковой).

Континентальные отложения на левой стороне устья р. Тигиль (чернореченская синклиналь) известны в литературе очень давно. Впервые упоминание о них встречается в работе А. Эрмана (Erman, 1848). Позже они неоднократно изучались рядом исследователей (К. Дитмар, К. Богданович, Б. Ф. Дьяков и др.). Впервые несогласное залегание отложений с флороносными сидеритами (из которых Г. Гепперт (1861) определил листья Juglans acuminata, Carpinus sp., Acer sp., Taxodium dibium, Alnus cf. kefersteinii) с вышележащими было отмечено А. Эрманом. Последующие исследователи (К. Дитмар, Б. Ф. Дьяков) не отмечали углового несогласия между этими отложениями. К аналогичному выводу после первого посещения этого обнажения в 1959 г. пришел А. Р. Гептнер (1961). При повторном его посещении осенью 1961 г., в результате предшествовавших штормов, расчистивших обрыв, у самого устья реки удалось наблюдать угловое несогласие между песчано-глинистыми отложениями, включающими линзы песчаников с сидеритовым цементом (эрмановские по Дьякову, 1957) и вышележащими бурыми конгломератами, также включающими линзы и прослои песчаников с сидеритовым цементом. К такому же выводу пришла Г. П. Казакова, изучавшая это обнажение в 1962 г.

В основании разреза у устья р. Тигиль располагаются песчано-глинистые породы с ясной и четкой горизонтальной, реже косой слоистостью, с большим количеством растительной органики. Отложения эти в большом количестве содержат обугленные пласты деревьев, располагающиеся согласно напластованию, реже встречаются пни в прижизненном положении. Некоторые слои содержат линзы тонкозернистых песчаников и алевролитов с сидеритовым цементом, заключающие в себе огромное количество отпечатков листьев прекрасной сохранности. Часто встречаются линзы и маломощные слои разнозернистого песка и гравия, слои туфов и туффитов светлого цвета. Видимая мощность этих отложений до 9 *м*. У самого устья р. Тигиль, где обнажаются их верхние горизонты, они падают под углом в 6° на юго-запад 200°.

Спорово-пыльцевой анализ образцов из этих отложений позволил установить состав спектров, сходный со спектрами, полученными для верхнеэрмановской подсвиты этолонского разреза.

По данным полевых наблюдений 1961 г., коллекция отпечатков листьев, собранная А. Р. Гептнером в 1959 г. у устья р. Тигиль, из-за плохого состояния обнажения ошибочно была указана как собранная из толши ржаво-бурых конгломератов (Гептнер, 1961). Как выяснилось, она происходит из нижней части дислоцированных песчано-глинистых отложений, подстилающих конгломераты. На основании изучения остатков этой флоры П. А. Мчедлишвили (см. Гептнер, 1961) считает возможным определить ее возраст как верхнеплиоценовый. Пресноводный комплекс диатомовых водорослей представлен, в основном, озерно-болотными умеренно холодолюбивыми видами. В составе его обращает на себя внимание значительное, по сравнению с нижнеэрмановским комплексом, разнообразие Aulanoraphineae и почти полное исчезновение древних грубопанцирных мелозир. Новые и вымершие виды составляют около 17% общего состава. В состав характерного комплекса верхнеэрмановской подсвиты входят: Tetracyclus celatom Okuno, T. japonicus (Petit.) Hust., Tabellaria fragilarioides Lupik., Diatoma capitata Lauby, Fragilaria constricta f. stricta A. Cl., Fragilaria nitzschioides var. kamtschatica Lupik., Eunotia polyglyphoides Sheshuk. in coll., E. spinuligera Lupik., Achnanthes kamtschatica Lupik., Ach. lapidosa f. robusta Moiss., Ach. scutiformis Moiss., Navicula citriformis Lupik. и другие. Наибольшее сходство комплекс диатомовых водорослей из верхнеэрмановских отложений Чернореченской синклинали

имеет с комплексом диатомей из суйфунской свиты Приморья (плиоценового возраста по геологическим данным), а также с комплексом из отложений, залегающих несогласно на эрмановских в этолонской синклинали. Наиболее вероятно, что эти отложения синхронны какой-то, скорее всего самой верхней, части эрмановской свиты (верхнеэрмановской подсвиты).

На размытой поверхности дислоцированных песчано-глинистых отложений у устья р. Тигиль горизонтально залегают конгломераты и грубозернистые песчаники, часто с сидеритовым цементом. Материалы о составе флоры из этих отложений известны давно. Из сборов Б. Ф. Дьякова (1935, 1957) А. И. Пояркова определила: Equisetum parlatorii (Heer.) Schimp., Betula cf. bendieri Knowlt., B. sp., Salix coalingensis Dorf., S. cf. dayna Knowlt., S. multinervis A. Pojark., S. amygdaloides A. Pojark. sp. n. Возраст этой флоры, как считает Пояркова, относится к самым верхам плиоцена и к плейстоцену. Пояркова рассматривает ее как сильно обедненную арктическую флору, свидетельствующую о суровых климатических условиях, установившихся к началу плейстоцена в северо-восточной Азии (см. Дьяков, 1957, стр. 233).

Из ржаво-бурых конгломератов у устья р. Тигиль в 1958 г. В. В. Меннер (см. Гептнер, 1961) собрал остатки флоры, среди которой, согласно определениям П. А. Мчедлишвили, были установлены: Cyperaceae, Salix amygdaloides, A. Pojark, S. daphnoides Vill., S. triada L., S. pentandra L., S. sachalinensis, S. glauca L., S. dasyclados Wimm., S. sp., Juglandaceae, Daphne Mezereum L., Vaccinium uliginosum L. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие теплолюбивых растений (исключение Juglandaceae).

В составе обнаруженного здесь комплекса диатомей доминируют аркто-бореальные, широко распространенные ныне виды. Реликты и экзоты отсутствуют. Холодолюбивые формы составляют 10%.

Наиболее полный разрез отложений, синхронных только что рассмотренным, можно наблюдать в долине р. Кульки (нижний левый приток р. Тигиль). Здесь в нижней части обнажения вскрыты глинистые пески, алевролиты, туффиты и тонкозернистые витрокластические туфы. Терригенный материал чередуется с пластами сильно метаморфизованных торфов и лигнитами. Интересно отметить, что состав вулканического стекла, по данным показателя преломления, близок к составу из отложений энемтенской свиты и отложений, залегающих на эрмановской свите в этолонской синклинали. Основная масса его имеет показатель преломления 1,496—1,498. Характерно также, что в некоторых слоях туфов и туффитов из этих отложений в тяжелой фракции наблюдается значительное увеличение содержания амфиболов (до 83%).

О синхронном образовании отложений этих разрезов говорит сходство палеонтологических данных. В результате палинологического анализа в нижней части отложений удалось установить преобладание (41—64%) в спектрах пыльцы древесных пород (рис. 4). Пыльца травянистых встречена в меньшем количестве (17—52%), а споры — от 2 до 38%. Из древесных доминирует пыльца березы секций Albae и Costatae, меньше пыльцы ольхи древовидной (6—43%), а кустарниковой (Alnaster fruticosus) от 0,5 до 20%. Из хвойных пород преобладает пыльца ели секций Omorica и Eupicea (5—41%), в меньшем количестве найдена сосна секций Cembrae (до 10%). Пихта и лиственница содержатся в небольшом количестве. Пыльца тсуги встречена единично. Широколиственные породы (Carpinus, Corylus) — до 2%. Пыльца восковницы встречается не во всех образцах. В верхнем горизонте разреза ее содержание увеличивается до 20%. Имеется пыльца Viburnum и Salix (0,5—8%). В группе спор выделяются споры нескольких видов плаунов (Lycopodium alpinum L. cla-

vatum, L. sitchense, L. annotinum, L. pungens, L. complanatum). В большом количестве найдены споры папоротников и сфагновых мхов. Имеются споры плаунков (Selaginella selaginoides и Selaginella sibirica).

Таким образом, формирование растительности во время накопления рассматриваемых отложений происходило в условиях умеренного, близкого к современному камчатскому или несколько более теплому климату. Основным типом растительности были, по-видимому, мелколиственные леса (из березы и ольхи). Значительные площади были заняты хвойными

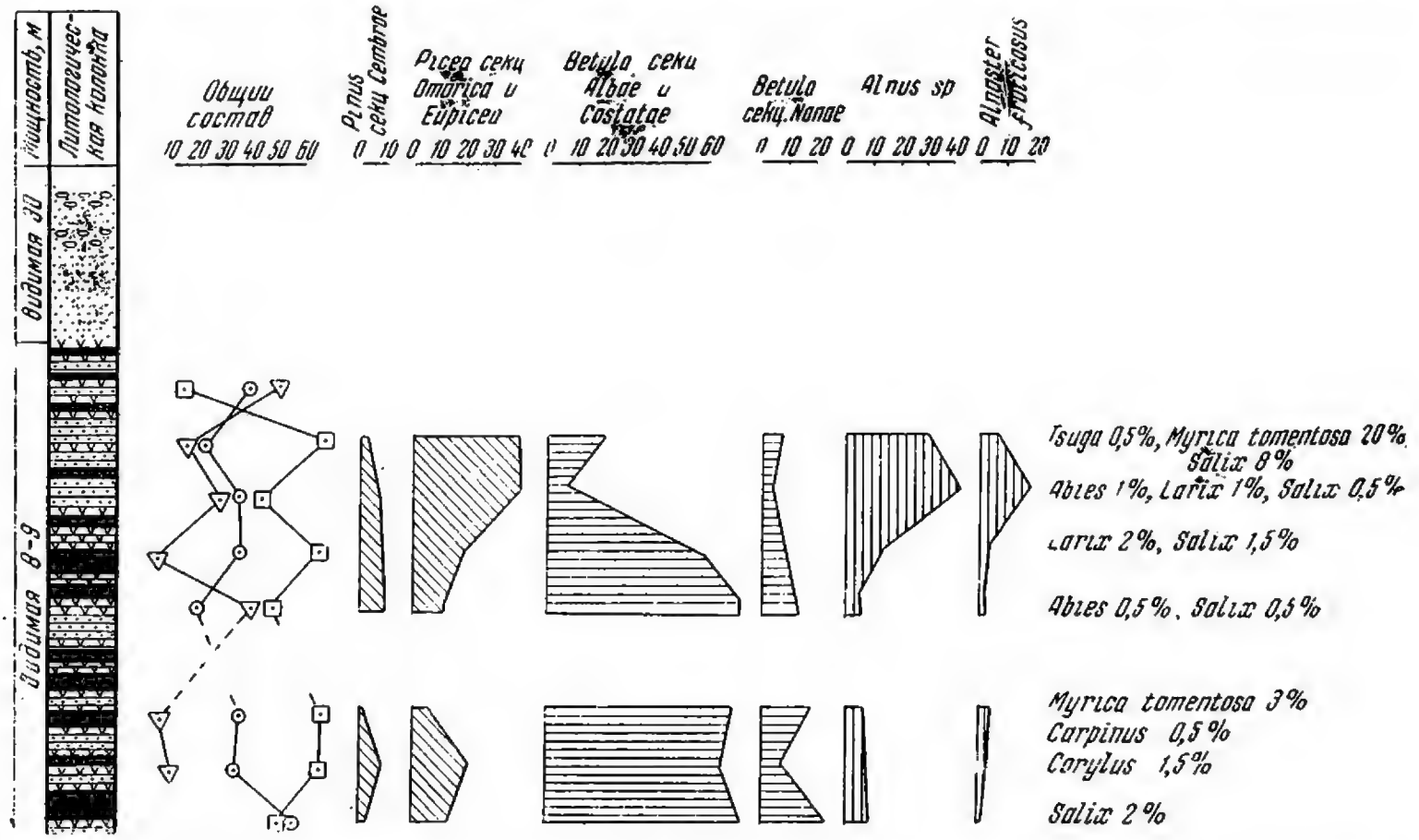


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма энемтенских отложений в долине р. Кульки.

Условные обозначения см. на рис. 2

лесами, эдификатором которых являлась ель. В их состав входили также сосны, пихты и лиственницы. В травянистом покрове господствовали спутники лесных ценозов (вересковые, папоротники, мхи, лесные виды плаунов). На разреженных пространствах возникали сфагновые и осоковые болота с восковницей (Myrica tomentosa), морошкой (Rubus chamaemorus), вахтой (Menyanthes trifoliata), с редкими зарослями ерника (Betula exilis).

Сопоставляя эти спектры с полученными из энемтенских в калаваямской синклинали, можно видеть большое их сходство. Наблюдающиеся их отличия (различное соотношение пыльцы березы и ели, большое разнообразие форм пыльцы травянистых растений в разрезе у р. Кульки и других местах) довольно легко можно объяснить, если предположить несколько более расчлененный рельеф в окрестностях чернореченской синклинали. Здесь в долинах рек значительные пространства были заняты хвойными лесами, а на возвышенностях произрастали мелколиственные леса из березы и ольхи по сравнению с низменным рельефом побережья энемтенского моря в калаваямской синклинали, где основным типом растительности были хвойные леса.

Состав диатомовых из нижней части отложений долины р. Кульки свидетельствует о том, что формирование их происходило в прибрежной

части неглубокого зарастающего водоема, вероятно пресного озера. Об этом говорит присутствие большого количества представителей родов Eunotia, Pinnularia и Cymbella. Количество вымерших форм не превышает 7%. Комплекс диатомовых водорослей из вышележащих песчано-галечных отложений этого же разреза отражает смену озерных условий накопления осадков речными. Преобладают формы, широко распространенные ныне по всей бореальной области. Четвертая часть представлена холодолюбивыми аркто-бореальными, аркто-альпийскими и арктическими видами. Количество вымерших и экзотических видов не превышает 5%.

Сопоставление комплексов диатомовых водорослей из ржаво-бурых песчано-галечных отложений, залегающих в этолонской и чернореченской синклиналях на верхнеэрмановской подсвите несогласно, с древнечетвертичной диатомовой флорой Центральной Камчатской депрессии (Кушев, Ливеровский, 1940), показало сходство их состава. Е. Г. Лупикиной отмечено около 100 форм, общих с определенными Н. В. Анисимовой из толщи так называемых «синих глин» Центральной Камчатской депрессии. Учитывая преобладание в составе этого комплекса арктобореальных и арктических форм, невысокий процент вымерших видов (5%), Е. Г. Лупикина считает возможным предварительно датировать его, согласно принятой в СССР стратиграфической шкале, как конец плиоцена — начало плейстоцена.

Приведенный выше материал позволяет сделать некоторые выводы относительно сопоставления и возраста рассмотренных отложений.

На основании изложенных данных эрмановская свита достаточно четко подразделяется на две подсвиты. Параллелизация отложений этих подсвит возможна не только в пределах ограниченного района, а может быть проведена с достаточной уверенностью среди отложений, распространенных в различных структурно-фациальных зонах и достаточно удаленных друг от друга. Чрезвычайно важным для определения стратиграфического положения эрмановской свиты является согласный переход ее вниз в морские отложения этолонской свиты. Исследованиями последних лет установлено, что флористические комплексы, предшествовавшие эрмановским, включают многие субтропические формы, которые не встречаются позднее [1]. Так, в нижней части Корфской угленосной толщи (медвежкинская свита) присутствуют Magnolia, Ficus, Cissus. Флора верхней части угленосной толщи залива Корфа (классическая свита) близка с флорой эрмановской свиты Тигильского района. В отложениях этолонской свиты по р. Тигиль в устье р. Пирожниковой встречены Fagus antipovii Heer, Cercidiphyllum crenatum (Ung.) Bravn., Zizyphus sp. Стратиграфическое положение этих отложений установлено по фауне, собранной в этих же слоях. На рубеже нижне- и верхнеэрмановских подсвит наблюдается выпадение ряда характерных термофильных родов. Оно, видимо, обусловлено относительным похолоданием климата во время накопления эрмановской толщи.

Флору нижнеэрмановской подсвиты, по мнению Л. А. Скибы, можно сопоставлять с нижнегусинской (эоплейстоценовой по Васьковскому, 1960) флорой, выделенной А. П. Васьковским в эрмановской свите Пенжинской губы. Нижнеэрмановский комплекс чрезвычайно сходен также с комплексом флоры, обнаруженным Л. А. Скибой в нижней части отложений, обнажающихся на южном берегу Пенжинской губы в 2 *км* восточнее устья р. Гусинка [2] (рис. 5).

---

[1] Палеоботанические данные принадлежат П. А. Мчедлишвили и А. И. Челебаевой.

[2] Образцы доставлены С. Ф. Биске.

Растительность и флора верхнеэрмановской подсвиты хорошо сопоставляются с комплексом флоры, обнаруженным А. С. Арсановым и Е. М. Малаевой (1964) в вулканогенно-осадочной толще в бассейне р. Пустой (Рекинникская губа) [1]. Согласно данным этих авторов, «...особенности состава и соотношений пыльцы спор в вулканогенно-осадочной толще свидетельствуют о теплолюбивом облике растительности соответствующей эпохи и ясно выраженных связях со спорово-пыльцевыми комплексами нижележащей эрмановской серии» (стр. 86).

В верховьях р. Пахтиткуваям эти отложения перекрываются толщей оливиновых базальтов плато (Арсанов, Малаева, 1964), в которой проходит граница зоны пород прямой и обратной намагниченности последней инверсии магнитного поля Земли (устное сообщение А. С. Арсанова). Согласно исследованиям последних лет, «...в Апшеронско-Каспийской области граница зоны пород прямой намагниченности проходит в середине среднего апшерона, что совпадает с цифрой около 1 млн. лет на Гавайях и в Калифорнии» (Никифорова, 1965, стр. 15).

Аналогичные верхнеэрмановским спектры обнаружены Л. А. Скибой при палинологическом анализе образцов пород из континентальных аллювиально-озерных отложений с лигнитами и бурыми углями из толщи, известной под названием нагаевской (восточный берег бухты Нагаева близ Магадана). По данным А. П. Васьковского (1960), флора нагаевских отложений имеет общие виды с эрмановской свитой и, видимо, занимает промежуточное положение между нижним и верхним гусинскими горизонтами. Сходство нагаевских и эрмановских спорово-пыльцевых спектров было отмечено в работе Ю. П. Барановой и П. И. Дорофеева (1962), где они подчеркивали, что вопрос о возрасте нагаевской толщи необходимо рассматривать, сопоставляя ее с эрмановской.

В рассмотренных трех районах (этолонская, калаваямская и чернореченская синклинали) на эрмановских отложениях с угловым несогласием располагаются сходные в литологическом отношении отложения. Близкий характер комплексов диатомовых водорослей и наземной флоры, установленных в этих отложениях, позволяет относить их, вслед за В. В. Меннером (см. Гептнер, 1961), к энемтенской свите. Полученные из этих отложений спорово-пыльцевые спектры отражают по сравнению с эрмановскими дальнейшее обеднение состава растительности, обусловленное продолжавшимся похолоданием климата.

В изученных нами отложениях энемтенской свиты палеонтологически охарактеризованы только нижние ее горизонты.

Растительность и флора энемтенской свиты хорошо сопоставляются с комплексом флоры верхнегусинского горизонта (верхний эоплейстоцен Васьковского, 1960). На южном берегу Пенжинского залива, в районе устья р. Гусинка, там где находятся стратотипы нижне- и верхнегусинского горизонтов А. П. Васьковского, в песчано-галечных отложениях Л. А. Скиба установила спорово-пыльцевой спектр, близкий к энемтенскому (см. рис. 5). Как сообщил С. Ф. Биске, эти отложения согласно залегают на толще, в нижней части которой получен спорово-пыльцевой спектр, близкий к нижнеэрмановскому Тигильского района. В Центральной Камчатской депрессии, по данным диатомового анализа, с энемтенскими близки по возрасту так называемые синие глины. Последние, видимо, объединяют горизонты, образовавшиеся в различных климатических условиях, сведения о которых получили свое отражение в работах

[1] Ранее эта толща никем не изучалась. На основании теплолюбивого облика флоры и несогласного залегания толщи в предгорьях Срединного хребта на эрмановских отложениях авторы считают ее синхронной энемтенской свите.

некоторых исследователей (Белова и др., 1961, Куприна, Скиба, 1963). В последнее время стало известно, что «синие глины» Центральной Камчатской депрессии могут быть подразделены на две части, а энемтенские отложения сопоставлены, по данным спорово-пыльцевого анализа, с нижней, «теплой» частью «синих глин», обнажающихся в яре Каледеч и в

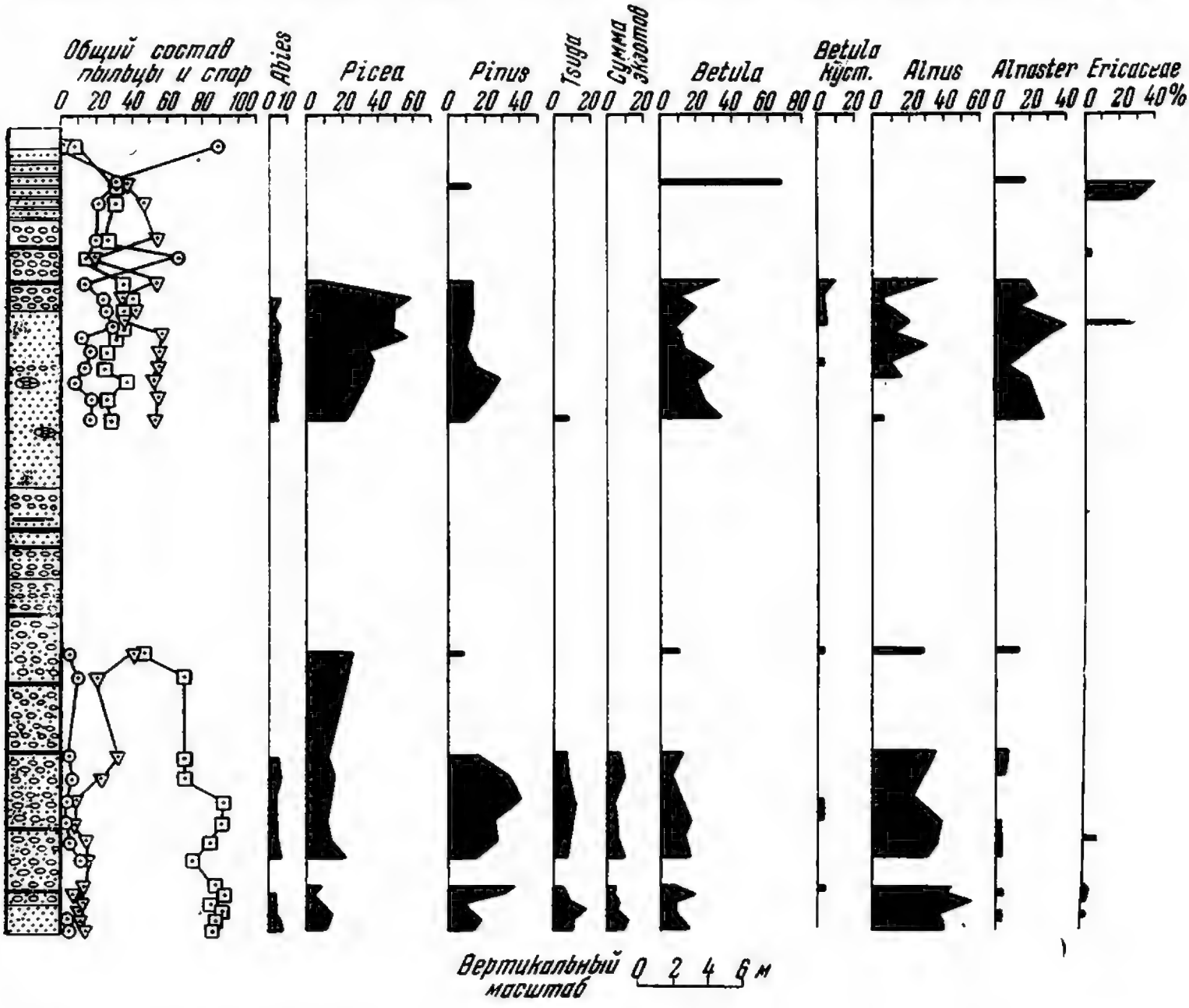


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма эоплейстоценовых отложений южного берега Пенжинского залива.

Условные обозначения см. на рис. 2

долине р. Козыревки в 21 *км* ниже устья р. Большой Романовки (устное сообщение И. С. Евтеевой). Скиба, изучавшая состав флор из этих же отложений по материалам Н. П. Куприной, сомневается в возможности подобного расчленения толщи «синих глин».

Геологические условия залегания отложений, близкий к современному состав обнаруженной в них наземной и диатомовой флоры указывают на относительно молодой по сравнению с эрмановской возраст энемтенской свиты. Вместе с тем, наличие среди наземной флоры неогеновых реликтов, а в составе комплекса диатомовых водорослей вымерших и экзотических форм (до 9%) позволяет относить эти отложения, согласно принятой в этой статье схеме расчленения антропогеновой системы (Громов и др., 1965), к верхнему ярусу эоплейстоцена (миндельскому). Эрмановская свита, четко подразделяющаяся на две части, по-видимому, может соответствовать двум нижним ярусам эоплейстоцена.

ЛИТЕРАТУРА

Арсанов А. С,. Малаева Е. М. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Камчатского перешейка в верхнеплиоценовую эпоху.— Вестник МГУ, 1964, серия 5, геогр., № 4.

Баранова Ю. П., Дорофеев П. И. О возрасте нагаевской толщи.— Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 6.

Белова М. Б., Васильев В. Г., Власов Г. М. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гос. н.-т. изд-во нефт. и горно-топл. лит-ры, 1961.

Васьковский А. П. Новые сборы ископаемых экзотических хвойных на восточном берегу Пенжинской губы и некоторые геологические выводы, связанные с ними.— Материалы по геол. и полезным ископ. Сев.-Вост. СССР, 1960, вып. 14.

Гептнер А. Р. О возрасте эрмановских и энемтенских отложений Западной Камчатки.— Докл. АН СССР, 1961, т. 141.

Громов В. И., Вангенгейм Э. А., Никифорова К. В. Биостратиграфическое обоснование нижней границы антропогена.— В сб. «Проблемы стратиграфии кайнозоя». М., «Недра», 1965.

Дьяков Б. Ф. О меловых отложениях пол-ва Камчатки.— Пробл. сов. геологии, 1935, № 6.

Дьяков Б. Ф. Фациальный анализ третичных отложений и основные черты палеогеографии Тигильского района Западной Камчатки.— Труды ВНИГРИ, 1957, вып. 102.

Жузе А. П. К истории диатомовой флоры озера Ханка.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1952, вып. 51.

Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. Изд-во АН СССР, 1962.

Козлова О. Г., Гептнер А. Р. Новые данные о флоре диатомовых водорослей из четвертичных отложений Западной Камчатки (Тигильской район) — Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 2.

Куприна Н. П., Скиба Л. А. Новые данные о флоре и растительности синих диатомовых глин Центральной депрессии.— Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 4.

Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1940, вып. 32.

Меннер В. В. К общей стратиграфии кайнозоя (итоги и перспективы).— В сб. «Проблемы стратиграфии кайнозоя». М., «Недра», 1965.

Меннер В. В., Куликова В. Н. К вопросу о возможности детализации стратиграфии плиоценовых отложений Камчатки.— Материалы Совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских о-вов в г. Оха». М., Гостоптехиздат, 1961.

Моисеева А. И. Флора диатомовых водорослей из верхнетретичных отложений оз. Ханка и р. Суйфун и ее стратиграфическое значение.— Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 10.

Никифорова К. В. Корреляция антропогеновых отложений по данным палеомагнетизма.— В сб. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». Изд-во АН СССР, 1965.

Плешаков И. Б. Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки.— Труды НИГРИ, серия А, 1939, вып. 123.

Шешукова-Порецкая В. С. Диатомовые водоросли некоторых свит морского неогена Камчатки.— Вестник ЛГУ, 1961, № 15, серия биол., № 3.

Erman A. Reise um die Erde durch Nord-Asien und die beiden in den Jahren 1828, 1829 u 1830, Bd. 3. Berlin, 1848.

Goeppert H. R. Sur la flore de la formation tertiare de la région arctique.— Bull. Academie Imp. Sci. St Petersburg, 1861, t. 3.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

1966 № 31

Е. А. ВТЮРИНА

КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ СЕЗОННОТАЛОГО СЛОЯ В ПРЕДЕЛАХ ЖИЛЬНЫХ ПОЛИГОНОВ НА ЧУКОТКЕ

Жильно-полигональный микрорельеф в настоящее время является одной из наиболее распространенных форм микрорельефа в большинстве северных районов СССР. Как установлено при изучении разрезов сингенетических мерзлых толщ горных пород, жильно-полигональный микрорельеф и в прошлом был широко распространен. В разрезах различные стадии его фиксируются в виде сложно, иногда ритмично построенных блоков грунта, ограниченных мощными сингенетическими ледяными жилами (Катасонов, 1954). Известно, что сингенетическая мерзлая толща в процессе осадконакопления нарастает своей верхней поверхностью путем постепенного перехода в многолетнемерзлое состояние пород сезонноталого слоя. Поэтому изучение криогенного строения сезоннопротаивающих пород в современных жильных полигонах представляет большой интерес для правильного понимания палеогеографических условий формирования сингенетических мерзлых толщ в прошлом.

Исследование криогенного строения пород сезоннопротаивающего слоя и верхней части многолетнемерзлой толщи проводилось автором в долинах рек Канчалан, Тавайваам, Волчья и на побережье Канчаланских лиманов. В пределах этой обширной территории жильные полигоны встречаются повсеместно. Преобладают валиковые полигоны в стадии роста. Поперечник их не превышает 10—15 *м*, составляя местами всего 4—5 *м*. Ограничивающие их валики имеют высоту до 30—40 *см*, общую ширину 1—3 *м*. При сильной заболоченности, особенно характерной для пониженной присклоновой части долин, валики прерывистые, нечеткие. Часто хорошо заметен лишь один валик, другой слабо развит, почти не выражен в рельефе. Центры полигонов заболочены, поросли осокой и сфагнумом. Валики относительно сухие. Наряду с осокой и сфагнумом на них произрастают зеленые мхи, карликовая березка, багульник и голубика.

Ряд жильных полигонов, особенно близ озер на повышенной прирусловой части долин, находится в стадии разрушения, на что указывает большая ширина межваликовой канавки, достигающая здесь 2 *м*, и вогнутая форма верхнего контакта некоторых ледяных жил. Реже наблюдаются разрушающиеся полигоны с выпуклым центром. Некоторые ледяные жилы по невыясненным причинам прекратили рост, достигнув весьма незначительных размеров, и в рельефе не выражены. Верхний контакт растущих ледяных жил не везде совпадает с нижней поверхностью сезонноталого слоя. Часто верхняя поверхность основной жилы залегает на 15—20 *см* ниже границы протаивания, что указывает на временную остановку в росте жил. Ширина их поверху не превышает 2 *м*. Возобновление роста, по-видимому, произошло сравнительно недавно. Об этом свидетельствует небольшая ширина молодых ростков на верхнем контакте жил, колеблющаяся от 5—7 до 15 *см*. При просмотре льда молодых ростков в поляризованном свете четко видны ровные вертикальные слойки льда из горизонтально удлиненных кристаллов, отделенные друг

от друга цепочкой круглых и овальных пузырьков газа. Ширина таких слойков равна длине одного кристалла. Не вызывает сомнений, что два соседних слойка в большинстве случаев представляют собой элементарную годичную жилку с осевым швом из пузырьков газа. Ширина такой элементарной жилки 6—10 *мм*. При ежегодном растрескивании молодые ростки до 15—20 *см* шириной формируются примерно в течение 20—25 лет. Следовательно, возобновление роста ледяных жил произошло не менее чем 20—25 лет назад.

Как показали наблюдения в долине р. Волчья, возобновление роста отмечается даже у жил, затронутых термокарстовым процессом. Близ одного из озер была вскрыта ледяная жила с сильно вогнутой верхней поверхностью. Форма верхнего контакта и большая ширина межваликовой канавки указывают на то, что процесс термокарста здесь зашел довольно далеко. Однако при остановке его, возможно временной, рост жилы немедленно возобновился: от центра межваликовой канавки косо вниз через жилу прошла свежая полая трещинка шириной 1—2 *мм*.

Различия в форме полигонов в зависимости от стадии их развития определяют неоднородность обводнения их поверхности, растительности и состава накапливающихся отложений. Это неизбежно должно сказаться на характере промерзания пород сезонноталого слоя в пределах полигонов и их криогенном строении.

Наиболее детальные исследования криогенного строения сезоннопротаивающего слоя проведены нами в приустьевой части долины р. Волчья. Нижний отрезок этой долины представляет собой участок первой аккумулятивной морской террасы. Река врезалась в ее отложения, мало изменив их состав. Пойменная фация аллювия практически отсутствует вследствие молодости этого участка долины. Зимой 1960 г. здесь были пройдены две канавы, вскрывшие сезонноталый слой и верхнюю часть многолетнемерзлой толщи в двух различных полигонах. Одна из них, длиной 7 *м*, была задана на присклоновой части долины, в основном сильно заболоченной. Жильно-полигональный микрорельеф здесь хорошо выражен лишь на менее обводненных участках. Валики полигонов низкие, широкие. Центры заболоченные, но без озерков. Канава прошла через центр и разновысокие валики растущего полигона.

Вторая канава, длиной 11 *м*, была пройдена на прирусловой части долины, примерно на 1,0 *м* превышающей ее центральную и присклоновую часть. Поверхность ее суше. Наряду с растущими валиковыми полигонами встречаются разрушающиеся полигоны с выпуклой сухой центральной частью, ограниченные канавами. Особенно четко валиковые полигоны выражены по берегам остаточных озер. Здесь высота валиков достигает 40 *см*, а в центре полигонов нередко встречается мелкое озерко. Ближайшие к берегу озер полигоны местами затронуты процессом разрушения. Один из таких полигонов и был вскрыт канавой.

Несмотря на то, что заболоченность нижнего отрезка долины обусловливает преобладание органогенных пород в составе сезонноталого слоя и некоторое однообразие в их криогенном строении, различие в строении этих полигонов отчетливо проявляется.

В пределах валиковых полигонов, не затронутых процессом термокарста, на присклоновой части долины канавой вскрыты пять разных по составу и строению слоев (рис. 1). Сезонноталый слой в основной своей части представлен однотипным по разрезу осоково-сфагновым торфом с включением остатков кустарничков. От центра полигона до правого более высокого валика состав его почти не меняется. Лишь мощность слоя под низким левым валиком (высотой всего 7—10 *см*) и разделяющей валики канавкой (шириной 1,2 *м*) убывает до 20 *см* против 40—45 *см* в

центре полигона. Исключение составляет тот участок межваликовой канавки, где проходит современная морозобойная трещина. Здесь торф прослеживается до верхнего контакта ледяной жилы. Под вторым валиком высотой около 20 *см* над центром полигона этот слой торфа не прослеживается. Его здесь заменяет сильно оторфованный темно-бурый суглинок с высокой степенью разложения органических остатков (торфяно-землистая масса).

Верхняя граница торфяного слоя сравнительно ровная, с плавными изгибами. Современная дернина, перекрывающая этот слой, по составу мало отличается от него и связана с ним постепенным переходом. По-видимому, поверхностные условия здесь почти не менялись за время накопления торфа вплоть до настоящих дней.

Нижняя граница торфяного слоя неровная, имеет вид узких клинообразных и причудливо изогнутых «карманов». Наибольшая изрезанность границы торфа наблюдается в центральной части полигона, где длина «карманов» достигает 20—30 *см* при ширине чаще всего 6—10 *см*. В пределах низкого валика и под межваликовой канавкой она более ровная.

Трудно представить подобное первичное залегание торфа. Видимо, необычайная изрезанность его нижней поверхности — результат вторичных изменений, произошедших после отложения торфа. Если соединить одной линией нижние концы торфяных «карманов» получается типичная для валиковых жильных полигонов полого-вогнутая граница торфяного слоя. При внимательном рассмотрении узких языков сизого пылеватого суглинка между «карманами» торфа, часто резко расширяющихся в верхней части, создается впечатление, что изрезанность нижней поверхности торфа — результат внедрения в торф нижележащего суглинка. Проще всего этот процесс представить себе следующим образом. В тот момент, когда торфяной слой был еще маломощным, сезонное протаивание и промерзание захватывало значительную часть легких пылеватых суглинков, обладающих, как и торф, высокой влажностью. Как показали наблюдения, влажность торфа в настоящее время колеблется в основном от 80 до 90% к сырой навеске, а суглинка между крупными ледяными прослойками от 60 до 80%. Общая влажность суглинка превышает 80%. При столь высокой увлажненности пород сезонное промерзание должно, казалось бы, вызывать не миграцию влаги к фронту промерзания, а некоторое отжатие

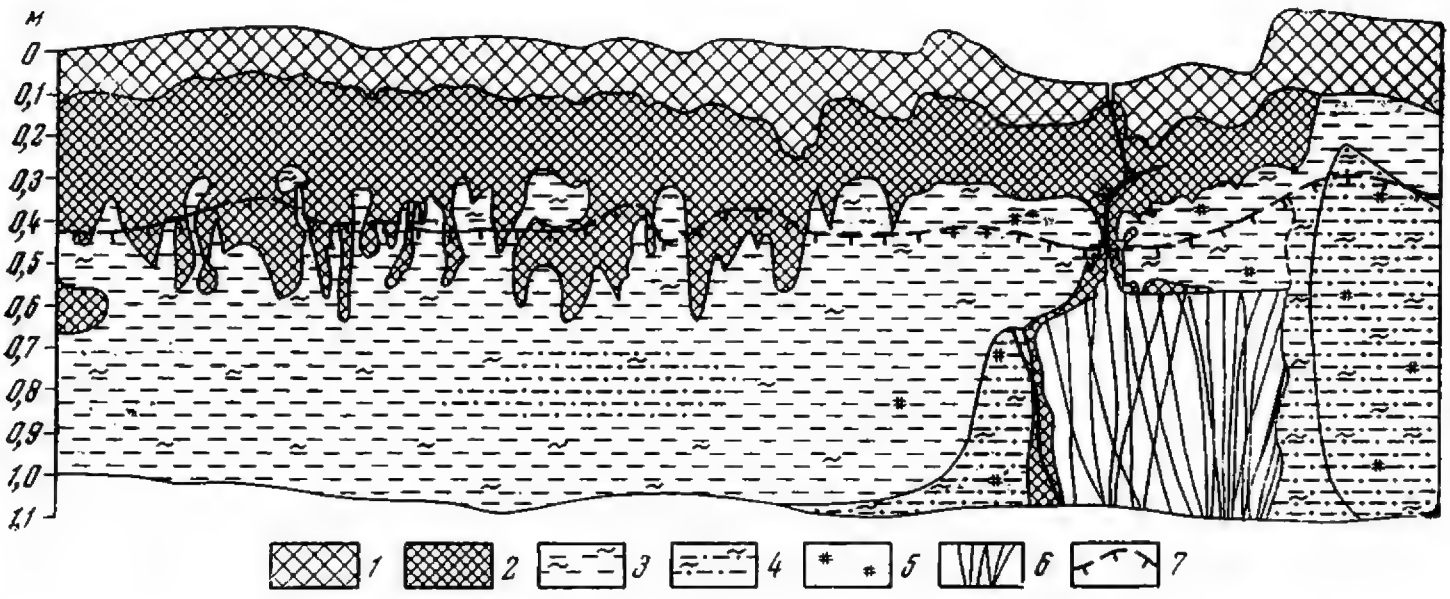


Рис. 1. Литологический состав пород в пределах жильного полигона на присклоновой части долины р. Волчья. Длина канавы 7 *м*.

1 — дерново-торфяной слой; *2* — торф; *3* — сизый суглинок; *4* — супесь; *5* — оторфованность; *6* — жильный лед; *7* — верхняя поверхность многолетнемерзлых пород

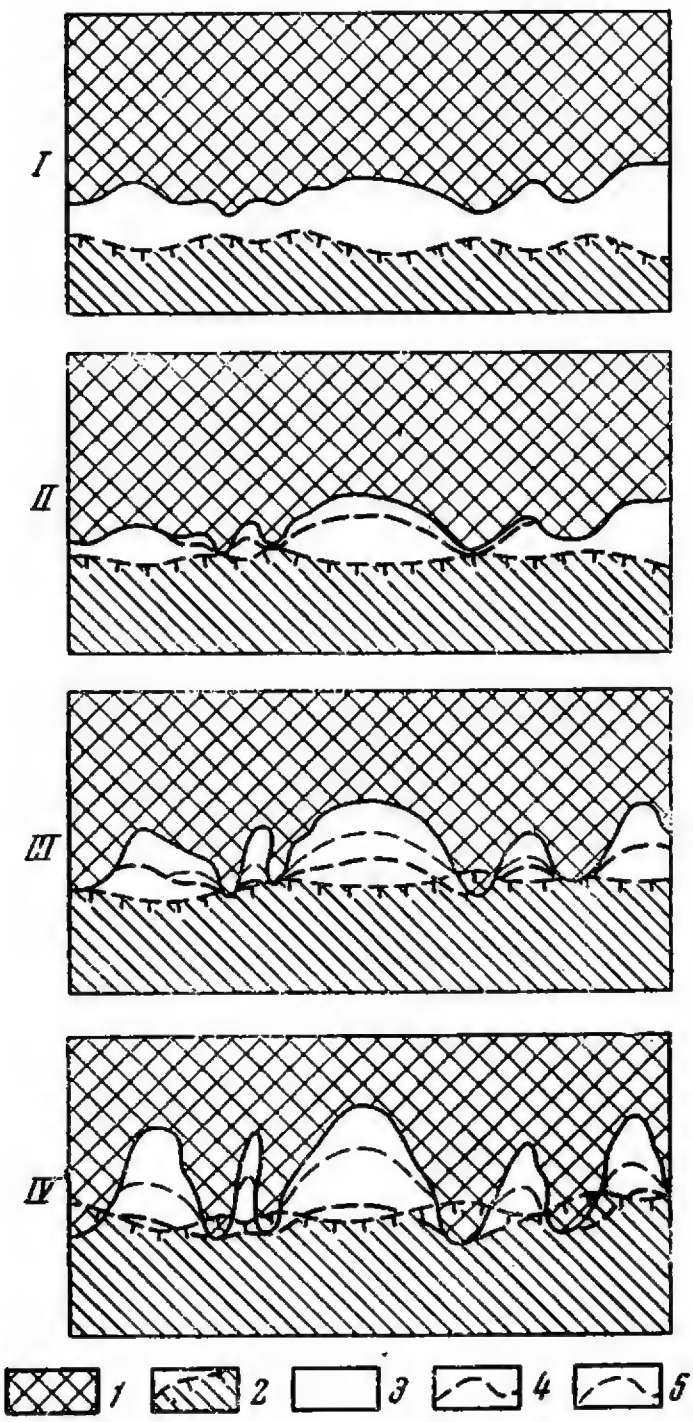


Рис. 2. Схема развития процесса расчленения нижней поверхности торфяных горизонтов.

1 — торф; *2* — многолетнемерзлая толща; *3* — суглинок; *4* — первоначальное положение нижней поверхности торфяного горизонта; *5* — положение нижней поверхности торфа в предшествующую стадию развития процесса; *I—IV* — стадии развития процесса

ее избытка. Тот же эффект должно было бы вызвать и промерзание снизу. Благодаря этому в грунтах возникнут напряжения, которые, казалось бы, и обусловят внедрение суглинка в более легко уплотняющийся горф. Однако это наиболее легко напрашивающееся объяснение оставляет нерешенными несколько вопросов. Во-первых, если внедрение суглинка и расчленение нижней поверхности торфяного слоя рассматривать как результат однократного процесса, то почему не происходило прорыва торфяного слоя внедряющимся под давлением суглинком? Об отсутствии таких прорывов свидетельствует форма языков суглинка. Во-вторых, почему в центральных частях полигонов не возникало хотя бы сезонных бугров пучения, если развивающегося давления было достаточно для того, чтобы вызвать внедрение суглинка на высоту 15—20 *см* и более? Чем объяснить узкую локализацию процесса на коротких участках с различным интервалом вместо общего подъема торфяного слоя?

Эти соображения заставляют отвергнуть подобное объяснение резкой расчлененности нижней поверхности торфа в центре полигонов. В таком случае остается связывать это явление с особенностями промерзания пород сезонноталого слоя, с особенностями формирования их криогенной текстуры вследствие промерзания снизу. Схематически этот процесс представлен на рис. 2. Заключается он в следующем.

Нижняя поверхность торфа в ненарушенном залегании в большинстве случаев слегка неровная, волнистая. При промерзании грунтов сезонноталого слоя снизу кристаллы льда, нарастая сомкнутым фронтом, выталкивают вверх грунтовые частицы до тех пор, пока скорость миграции влаги и скорость промерзания снизу находятся в равновесии. Судя по мощности формирующейся в нижней части сезонноталого слоя прослойки с атакситовой криотекстурой, мелкие грунтовые частицы за один сезон могут быть сдвинуты вверх на 4—5 *см* (Втюрина, 1963а). В торфе таких явлений почти не наблюдается. Как показали исследования шлифов мерзлого торфа под микроскопом, ледяные кристаллы прорастают в торфе, включая в себя торфяные частицы, а не выталкивая или почти не выталкивая их (Втюрина, 1963б).

Теперь, если допустить изначально слегка неровную нижнюю поверхность торфа, легко представить, что на тех участках, где промерзанием

снизу раньше будет захвачен торф, произойдет как бы закрепление его, в то время как на суглинистых участках будет формироваться прослойка с атакситовой криотекстурой, т. е. грунтовые частицы будут выталкиваться вверх. Именно это мы и наблюдаем в разрезе: по всем грунтовым языкам на одном уровне протягиваются прослойки очень льдистого грунта с атакситовой криотекстурой толщиной до 15—20 *мм*, на 80% и более состоящие изо льда. На контакте с торфяными «карманами» эти прослойки прерываются На одном уровне с ними в торфе было заметно лишь некоторое увеличение льдистости, но криотекстура, по-прежнему, оставалась массивной. Видимо, интенсивность этого процесса возрастает с уменьшением ширины языков суглинка. Благодаря свободному подтоку влаги из водонасыщенного торфа и медленному промерзанию, в языках суглинка в пределах сезонноталого слоя формируется не одна прослойка с атакситовой криотекстурой, а несколько. Между крупными льдистыми прослойками криогенная текстура грунта мелкосетчатая, с горизонтально удлиненной ячеей поперечником менее 10 *мм*. Горизонтальные шлиры очень частые, нечеткие, прерывистые, толщиной в доли миллиметра. Они приподняты по контакту с более редкими вертикальными шлирами толщиной до 2 *мм*, идущими с интервалом 1—2 *см* (рис. 3).

Расширения в верхней части некоторых суглинистых языков можно связать с наличием менее уплотненных участков в торфе. Возможно также, что на этой глубине выталкиваемый суглинок достигает промерзающего сверху горизонта торфа, выше которого он продвинуться не может. Этим, видимо, объясняется тот факт, что нами не наблюдалось прорывов дерново-торфяного горизонта языками суглинка. Движение суглинка вверх прекращается, как только суглинистые языки достигнут уровня, до которого торф промерзает сверху, и сами впоследствии начнут промерзать не только снизу, но и сверху. Если в процессе дальнейшего накопления торфа и повышения верхней поверхности многолетнемерзлых пород верхняя часть суглинистых языков вновь окажется в нижнем горизонте сезонноталого слоя, движение их возобновится.

Такое ежегодное или периодическое выталкивание суглинка при закреплении торфа, по-видимому, постепенно обусловливает резкую расчлененность нижней поверхности торфа. Поднимающаяся в процессе накопления осадков верхняя поверхность многолетнемерзлой толщи фиксирует возникшее распределение минеральных и органогенных осадков.

Над жилой льда мощность торфа меньше, чем в центре полигона, и нижняя поверхность его более ровная. От верхней поверхности многолетнемерзлой толщи он отделен горизонтом сизых суглинков мощностью около 10 *см*. Судя по криогенному строению суглинков, промерзание сезонноталого слоя на валиках полигонов идет в основном сверху. По нашим наблюдениям, скорость промерзания сверху здесь 0,63—1,3 *см/сутки*, а снизу 0,25—0,44 *см/сутки* (Втюрина, 1963а). Это обусловливает миграцию влаги на валиках полигонов к верхнему фронту промерзания. Здесь в нижней части сезонноталого слоя не формируется прослойка с атакситовой криотекстурой, как в центре полигонов. В верхней части слоя под низким валиком левого полигона видна серия вертикальных шлиров толщиной 2—3 *мм*, длиной 5—7 *см*, идущих с интервалом 3—7 *см*, чаще 3—5 *см*. С глубиной вертикальные шлиры ветвятся, напоминая корневую систему растений: от концов слегка приподнятых к вертикальным горизонтальных шлиров отходят новые вертикальные. В нижней части суглинистого слоя, находящейся в многолетнемерзлом состоянии, текстура мелкосетчатая с вертикально удлиненной ячеей размером не более 5—7 × 20—30 *мм*. Толщина вертикальных шлиров уменьшается с глубиной до 1—1,5 *мм*.

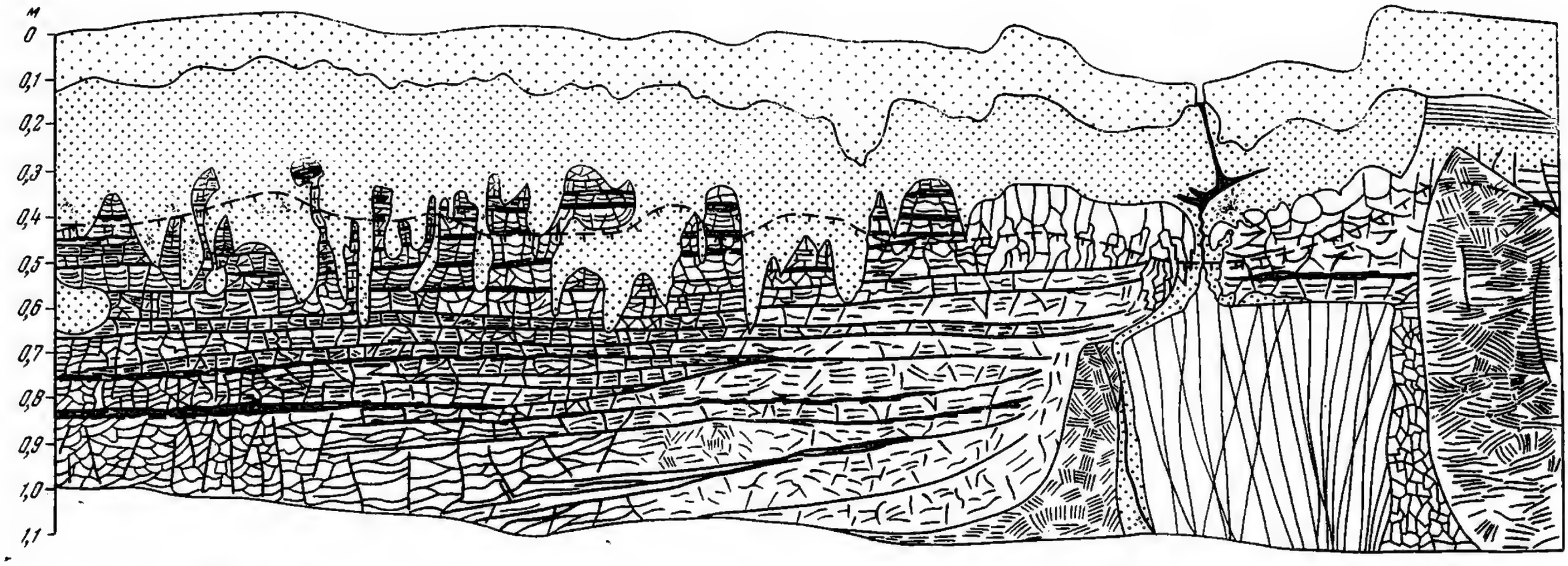


Рис. 3. Криогенное строение пород в пределах жильного полигона на присклоновой части р. Волчья.

Пояснения см. в тексте

Рис. 4. Криогенная текстура верхней части многолетнемерзлой толщи в жильном полигоне

Под высоким валиком правого полигона верхняя часть слоя суглинка имеет сетчатую криотекстуру, но несколько иного вида. Здесь она не похожа на корневую систему растений. В верхней 5-сантиметровой части видны лишь вертикальные шлиры в 2—3 *мм* толщиной с интервалом 2—6 *см*. Ниже наряду с вертикальными появляются близкие к горизонтальным шлиры, слегка приподнятые по контакту с вертикальными. Интервал между ними 0,5—3 *см*. Толщина вертикальных шлиров 1—2 *мм*, длина 3—10 *см*, интервал 1—3 *см*. Книзу они утолщаются до 5—17 *мм*, соединяясь с крупной горизонтальной льдистой прослойкой. Образуемая ими ячея слегка удлинена по вертикали и не всегда замкнута. В нижней части над жилой многолетнемерзлый суглинок имеет более мелкосетчатую криотекстуру. Ячея почти изометричной формы размером 0,6 × 1,0 и 1,0 × × 1,2 *см*. Все шлиры имеют мощность от 0,5 до 2 *мм*.

Меньшая влажность пород на валиках полигонов и отсутствие прослойков с атакситовой криотекстурой, более интенсивное промерзание сезонноталого слоя сверху и медленное накопление торфа здесь, по-видимому, основные причины слабого по сравнению с центрами полигонов нарушения нижней поверхности торфяного слоя, закономерного уменьшения длины торфяных «карманов» от центра полигонов к валикам.

Есть основания предполагать, что процесс выталкивания суглинка, обусловливающий резкое расчленение нижней поверхности торфа, наблюдается не непрерывно из года в год, а циклами, периодически. Об этом свидетельствует криогенное строение верхней части сингенетической многолетнемерзлой толщи, сложенной суглинками.

Поскольку в самой нижней части сезонноталого слоя в переувлажненных пылеватых супесях и суглинках формируется прослойка с атакситовой криогенной текстурой (Втюрина, 1963а), казалось бы мощность ее из года в год должна возрастать и в многолетнем периоде приводить к резкому преобладанию атакситовой криогенной текстуры в сингенетической мерзлой толще, сложенной такими породами. В действительности этого почти не наблюдается. Верхняя часть многолетнемерзлой толщи

чаще имеет сложную криотекстуру, а не сплошную атакситовую, даже при неизменном составе отложений (рис. 4).

В полигонах присклоновой части долины р. Волчья сизые пылеватые супеси и суглинки, содержащие 50—60% пылеватых частиц, залегают в виде вогнутой линзы, мощность которой в центре полигона превышает 0,5 *м*, не включая узких языков на ее верхнем контакте (см. рис. 1). К боковому контакту ледяной жилы линза суглинка утоньшается, нижняя граница ее слегка приподнимается. Над жилой суглинок прослеживается сравнительно ровным слоем, разорванным на участке развития современных морозобойных трещин вертикальным слоем торфа.

В центре полигона на протяжении 40—50 *см* по вертикальному разрезу в суглинке прослеживается десять сильно льдистых прослоек с атакситовой криотекстурой мощностью от 5 до 30 *мм* (см. рис. 3). Интервалы между ними неравномерные. В сторону ледяной жилы льдистые прослойки заметно приподнимаются вверх, утоньшаются, сливаются одна с другой. На расстоянии 20—25 *см* от бокового контакта жилы нижние прослойки поочередно выклиниваются. Над верхним контактом жильного льда прослеживаются лишь две прослойки, обрывающиеся на небольшом расстоянии от торфяного слоя по обе стороны молодого ледяного ростка и современной морозобойной трещины.

Все льдистые прослойки немонолитные, состоят из ряда очень близко расположенных то сливающихся, то вновь немного расходящихся шлиров. Все они содержат сильно разреженные мелкие включения грунта поперечником до 4—5 *мм*, слегка удлиненные в горизонтальном направлении, т. е. являются не ледяными прослойками, а прослойками грунта с атакситовой криогенной текстурой. Прослойки пронизаны вертикальными пузырьками газа, очень частыми и тонкими, имеют неровный верхний и нижний контакт. Между крупными льдистыми прослойками криотекстура грунта неправильно-сетчатая. Четко видны вертикальные и близкие к ним шлиры толщиной 1—2 *мм*, тянущиеся от одной прослойки до другой с интервалом 7—15 *мм*, несколько сгущаясь книзу. Местами они не доходят до нижележащей прослойки. Между ними расположены волнистые прерывистые близкие к горизонтальным шлиры, очень тонкие и частые, не доходящие от одного вертикального шлира до другого. Через 1—3 *см* прослеживаются более крупные косые шлиры толщиной в 1—1,5 *мм*, соединяющие вертикальные и близ них приподнимающиеся вверх. Обычно к нижележащей крупной прослойке вертикальные шлиры становятся прерывистыми, с короткими ответвлениями, а сеть очень нечеткой. Горизонтальные шлиры утолщаются и становятся чаще.

Ниже последней горизонтальной прослойки текстура четкая, среднесетчатая. Хорошо видны длинные, идущие от льдистой прослойки вертикальные шлиры толщиной до 3—5 *мм*, с интервалом от 7,5 до 2,5 *см*. Они соединены частыми волнистыми горизонтальными шлирами толщиной 3—5 *мм* с интервалом 5—15 *мм*. Располагаясь между вертикальными, они в свою очередь образуют горизонтально удлиненную сетку с ячеей размером $2 \times 1{,}5$; $0{,}5 \times 1{,}2$; $0{,}5 \times 3$ *см*. Ячеи часто имеют форму двояковыпуклых линз. В отличие от криотекстуры вышележащего грунта здесь между хорошо заметными шлирами грунт более иссушен, имеет массивную текстуру, отчего сетка особенно четко вырисовывается. Такая текстура в нижней части прослеживается на протяжении 2,5 *м* от центра левого полигона.

В направлении ледяной жилы льдистость суглинка резко убывает, текстура становится еле заметной сетчатой из шлиров не более 0,1 *мм*.

Криогенное строение суглинка, как и характер его залегания в разрезе, свидетельствуют о том, что он отлагался на мерзлый субстрат одновременно с формированием валикового жильного полигона и сингенети-

чески промерзал. Другими словами, верхняя часть многолетнемерзлой толщи здесь формировалась в процессе постепенного перехода в многолетнемерзлое состояние нижней части сезонноталого слоя. Однако по характеру криогенного строения она как бы повторяет криогенное строение почти всей промерзающей снизу части сезонноталого слоя мощностью в 15—20 *см*, а не самой нижней его части с атакситовой криотекстурой. В то же время нет сомнений, что мощность мерзлой толщи не может систематически увеличиваться на 15—20 *см* в год за счет сингенетического промерзания пород при почти стабильных климатических условиях и медленном накоплении осадков. Остается допустить, что в какие-то годы в нижней части сезонноталого слоя формируется не атакситовая, а среднесетчатая толсто- и среднешлировая текстура. Причины этого пока неясны, но влияние на процесс расчленения нижней поверхности торфяного слоя очевидно. Выталкивание суглинка относительно закрепленного промерзанием снизу торфа возможно лишь при формировании прослойки с атакситовой криогенной текстурой и частичном переходе ее в многолетнемерзлое состояние. При меньшей влажности нижней части сезонноталого слоя и формировании сетчатой или слоистой криогенной текстуры этот процесс, видимо развиваться не будет. В этом случае увеличение объема при промерзании грунта и торфа, видимо, будет одинаковым или близким. Поэтому подвижек суглинка относительно промерзающего одновременно с ним торфа не будет вообще или они будут слишком незначительны, чтобы сказаться в морфологии нижней поверхности торфяного горизонта. Это подтверждается характером залегания торфа под валиками полигонов на присклоновой части долины р. Волчья.

На повышенной прирусловой части долины в полигонах, затронутых термокарстовым процессом, сезоннопротаивающий слой имеет несколько иное строение. Здесь также преобладают органогенные отложения, но не столь однотипные по разрезу (рис. 5). Различаются три разных по составу слоя торфа: под современной дерниной из сфагнов и осоки линзообразно залегает слой светло-коричневого сфагнового торфа с небольшой примесью осоки, имеющий полого-волнистую нижнюю границу. Ниже идет темно-коричневый зеленомошно-осоковый торф, сменяющийся слоем сильно разложившегося заиленного торфа серовато-коричневого цвета, к нижней границе в правом полигоне переходящего в черный. В отличие от первых двух слоев, имеющих массивную криогенную текстуру, в этом слое в левом полигоне и отчасти в правом прослеживается микрошлировая неправильно-сетчатая и сетчато-слоистая криотекстура, образованная шлирами до 0,1—0,2 *мм* толщиной (рис. 6). По нижней сравнительно ровной границе слоя близ бокового контакта жилы проходит изгибающаяся вверх ледяная прослойка толщиной 3 *мм*. От нее косо вверх отходят более мелкие и короткие шлиры.

Все три слоя прослеживаются под обоими валиками, имея в их пределах бóльшую заиленность и более высокую степень разложения. Полого-волнистая нижняя граница слоев является первичной.

Под межваликовой канавкой на всю мощность сезоннопротаивающего слоя прослеживается чистый сфагновый торф с массивной криотекстурой. Следует обратить внимание на одну весьма важную особенность в строении этих полигонов: верхняя часть многолетнемерзлой толщи в их центральных частях представлена сильно заиленным торфом или сильно оторфованной супесью в виде двух разобщенных линз. Такие же оторфованные линзы есть и в полигонах присклоновой части долины, но там они отделены от верхнего торфяного горизонта слоем сизых суглинков. По-видимому, прирусловая часть нижнего отрезка долины затоплялась полыми водами реки значительно более короткое время, чем присклоно-

вая. О небольшом участии речных вод в осадконакоплении на этом участке свидетельствует наличие под валиками полигонов тонкого (5—10 *см*) слоя сизого суглинка, залегающего выше слоя сильно разложившегося заиленного торфа. В настоящее время залегание его нарушено процессом термокарста. В криогенном строении этого слоя четко проявляется ведущая роль направления и скорости промерзания в формировании криогенной текстуры сезоннопротаивающего слоя: на участках, лежащих ближе к дневной поверхности и сравнительно быстро промерзавших сверху, криотекстура микрошлировая горизонтальнослоистая, при глубоком залегании и промерзании снизу тот же суглинок имеет крупную в масштабе сезоннопротаивающего слоя неправильно-сетчатую криотекстуру, образованную ледяными шлирами толщиной до 5 *мм*. По-видимому, суглинок отлагался и в центре полигонов, и слой *5* (см. рис. 5) есть не что иное, как сильно оторфованный тот же суглинок.

Таким образом, в тех случаях, когда современный сезоннопротаивающий слой и верхняя часть подстилающей его многолетнемерзлой толщи сложены торфом, то несмотря на разницу в заиленности, нарушения нижней поверхности торфяных горизонтов сезонноталого слоя не происходит. Это также подтверждает наш взгляд на причину изрезанности нижней поверхности торфяных слоев. Если бы это было связано с давлением, якобы возникающим при промерзании сильно увлажненных пород сезонноталого слоя, то здесь также наблюдалось бы нарушение нижней границы торфяных горизонтов за счет внедрения иных по составу, степени разложения и заиленности слоев торфа.

Резкое расчленение нижней поверхности торфяных горизонтов наблюдалось нами в ряде разрезов на высокой пойме и второй надпойменной террасе (нижнее течение) р. Канчалан. Длина торфяных «карманов» достигала 20—35 *см*. Ширина разделяющих их супесчано-суглинистых языков уменьшалась вверх по разрезу, составляя в среднем 10—15 *см*. В обнажении высокой левобережной поймы р. Канчалан, в 214 *км* от устья в центре жильных полигонов нами были встречены два слоя погребенного торфа, в настоящее время находящиеся уже в многолетнемерзлом состоянии. Все слои, включая и современный, верхний, имели резко расчлененную нижнюю поверхность при сравнительно ровной верхней. То же явление наблюдалось нами в центре жильных полигонов на 20-метровой правобережной террасе р. Волчья и на 40-метровой террасе р. Тавайваам в 20 *км* от устья этих рек, где высота языков песчанистого суглинка превышала 30 *см*. Местами они прорезали слой погребенного торфа. Ту же морфологию имела нижняя поверхность торфяного слоя в обнажениях на побережье II Канчаланского лимана между мысами Робакидзе и Симка.

Однако жильно-полигональный микрорельеф не является причиной этой особенности в залегании торфа. Как показали наблюдения, проникновение минерального грунта снизу в торф на высоту до 30—40 *см* отмечается и на участках без жильно-полигонального микрорельефа, например на морозно-солифлюкционных террасах северного склона Нерпичьей гряды. Во всех случаях это явление возможно лишь при многократном промерзании торфяного слоя снизу, т. е. при достаточно глубоком залегании его хотя бы слегка неровной нижней границы в пределах сезонноталого слоя, наличии сильно увлажненных мелкозернистых грунтов ниже торфяного слоя и достаточно низкой температуре мерзлой толщи, обеспечивающей интенсивное промерзание снизу пород сезонноталого слоя. Обнаружение торфяных слоев с резко расчлененной нижней поверхностью и даже прорезанных языками минерального грунта в толще многолетнемерзлых или протаявших пород имеет в связи с этим большое палеогеографическое значение. Наличие их служит дополнительным признаком

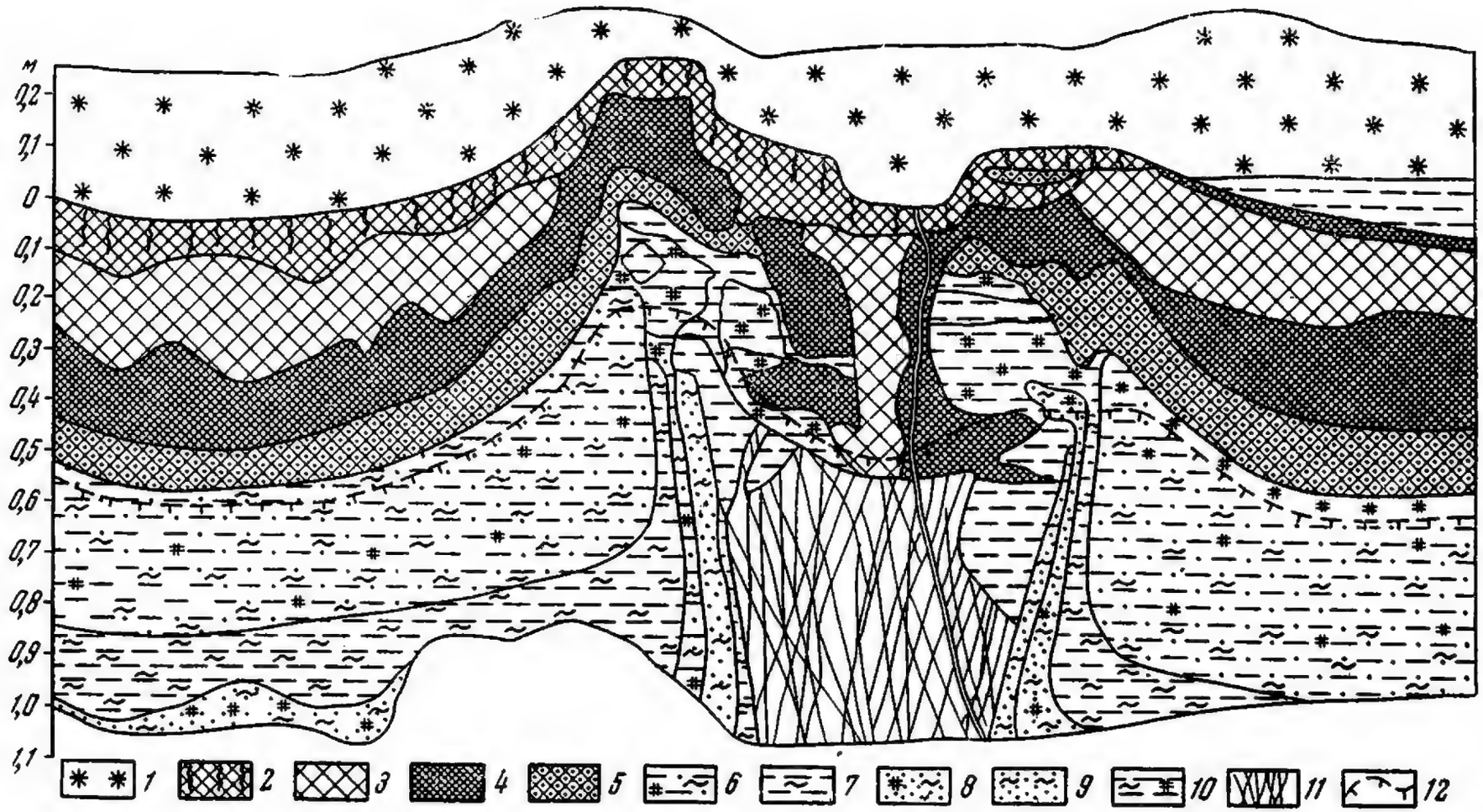


Рис. 5. Литологический состав пород в пределах частично разрушенного жильного полигона на прирусловой части долины р. Волчья. Длина канавы 7 *м*.

1 — снежный покров; *2* — дерново-торфяной слой: *3* — сфагновый торф; *4* — зеленомошно-осоковый торф; *5* — заиленный хорошо разложившийся торф; *6* — сильно заторфованная супесь; *7* — солоноватая серая супесь; *8* — черный горько-соленый песок; *9* — серый солоноватый песок; *10* —пресный сизый суглинок; *11* — жильный лед; *12* — верхняя поверхность многолетнемерзлых пород

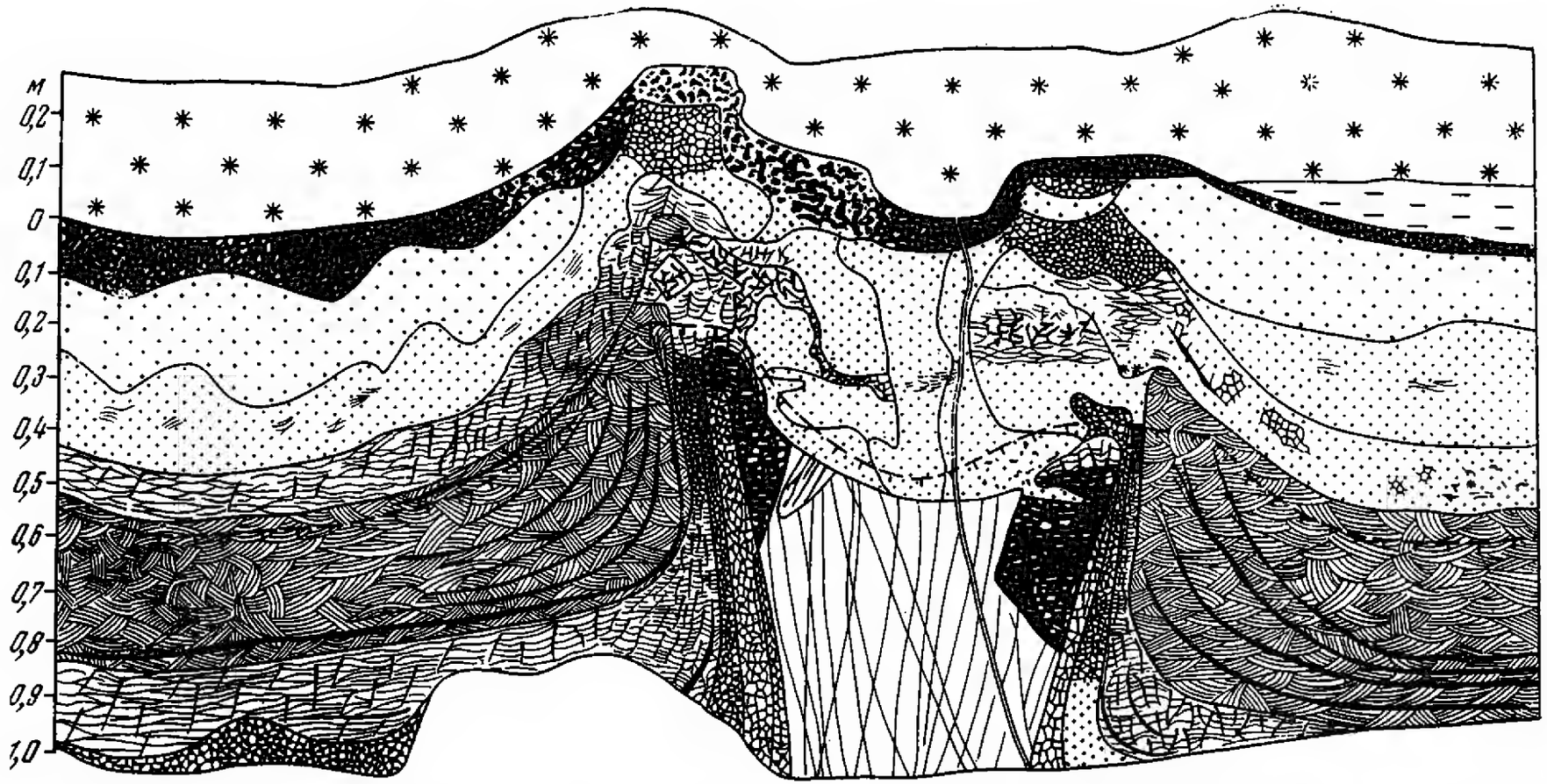


Рис. 6. Криогенное строение пород в пределах жильных полигонов на прирусловой части долины р. Волчья.

Пояснения см. в тексте

сингенетического типа промерзания пород, вмещающих торфяные слои, и показателем низких (—4, —5° и ниже) температур пород, залегающих ниже подобных торфяных слоев в период промерзания последних.

Возникает вопрос, могут ли торфяные горизонты вообще иметь ровную нижнюю поверхность при сингенетическом промерзании пород? Видимо, это возможно в следующих случаях:

1) если влажность пород и степень их охлаждения снизу недостаточны для того, чтобы обусловить формирование атакситовой криогенной текстуры в самой нижней части сезонноталого слоя;

2) при формировании своеобразного подтипа сингенетических мерзлых толщ горных пород, отмеченного Г. И. Дубиковым на п-ве Ямал и названного им подтипом синхроннопромерзающих пород, когда однократному промерзанию подвергается довольно большая пачка отложений, накопившаяся выше мерзлой толщи, до этого не промерзающая совсем или промерзавшая лишь в самой верхней части (сезоннопромерзающий слой);

3) если вследствие резкой смены природных условий произойдет значительное уменьшение мощности сезонноталого слоя и часть торфяного горизонта перейдет в многолетнемерзлое состояние в результате однократного промерзания.

ВЫВОДЫ

1. Характерной особенностью сезонноталого слоя в растущих жильных полигонах является сильная оторфованность пород. Торфом сложена верхняя половина сезонноталого слоя, а местами весь слой.

2. Сезонноталому слою в растущих жильных полигонах, несмотря на промерзание пород не только сверху, но и снизу, свойственно двучленное криогенное сложение. Иссушенный горизонт здесь отсутствует.

3. Криогенное строение самой верхней части сингенетической многолетнемерзлой толщи горных пород нередко отличается от строения приконтактного горизонта сезонноталого слоя, из которого она формируется в процессе осадконакопления. В верхней части многолетнемерзлой толщи в центре валиковых полигонов местами криогенная текстура сходна с криогенной текстурой всего промерзающего снизу горизонта сезонноталого слоя со шлировой текстурой.

4. Резкая расчлененность нижней поверхности торфяных горизонтов — результат интенсивного промерзания переувлажненных грунтов сезонноталого слоя снизу при условии, что промерзанием снизу частично захватывается торф, перекрывающий минеральные грунты.

5. Наличие торфяных горизонтов с резко расчлененной нижней границей в многолетнемерзлой или протаявшей толще пород служит надежным дополнительным признаком их сингенетического промерзания в прошлом и показателем низких в прошлом температур мерзлой толщи, залегающей ниже таких горизонтов, в связи с чем имеет большое палеогеографическое значение.

ЛИТЕРАТУРА

Втюрина Е. А. Основные закономерности формирования криогенной текстуры пород сезоннопротаивающего слоя и криотекстурный метод определения его мощности.— В сб. «Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР». Изд-во АН СССР, 1963а.

Втюрина Е. А. Структура сегрегационного льда в мерзлых породах в районе Анадыря.— В сб. «Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР». Изд-во АН СССР, 1963б.

Катасонов Е. М. Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности. (Канд. дисс.). М., 1954.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1966 № 31

В. Е. ГАРУТТ и К. Б. ЮРЬЕВ

МУМИФИЦИРОВАННЫЕ ОСТАТКИ ДИКОЙ ЛОШАДИ ИЗ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ БАССЕЙНА р. ИНДИГИРКИ

Среди ископаемых млекопитающих ледникового времени, мумифицированные остатки которых известны из слоев вечной мерзлоты, лошадь встречается относительно редко.

А. Бунге и Э. Толл (Bunge, Toll, 1887, стр. 94) упоминают о находке в конце 70-х годов прошлого столетия трупа такой лошади, обнаруженного местными жителями на берегу речки Дирань-Аюн, притока р. Яны, в 60 верстах выше с. Казачьего. К сожалению, эта ценная находка не попала в руки исследователей и безвозвратно погибла.

В 1946 г. в бассейне р. Эльги, левого притока р. Индигирки, в долине ручья Диринь-Юрях, в шурфе на глубине 12 *м* от поверхности была найдена левая задняя нога новорожденного жеребенка, покрытая кожей и шерстью (Попов, 1948).

Остатки лошади, описываемые в настоящей статье, были обнаружены летом 1953 г. при шурфовочных работах в долине ручья Сана, левого притока р. Большой Тарын, в бассейне Индигирки (Васьковский, 1959). В 1954 г. по инициативе и под непосредственным руководством А. П. Васьковского на этом месте были произведены специальные раскопки, в результате которых удалось извлечь части трупа лошади-самки с эмбрионом [1]. По данным А. П. Васьковского (1959), труп лошади залегал на глубине 16,5 *м* от поверхности в прослое суглинков, перекрытых сверху речным галечником и подстилаемых им же.

Как отмечает этот исследователь, ему удалось непосредственными полевыми наблюдениями установить хронологические соотношения отложений, содержащих труп лошади, с моренами последнего оледенения, так как 8-метровая терраса, под отложениями которой был погребен труп, прислонена к моренам максимальной стадии этого оледенения в низовьях Таклауна (правый приток Большого Тарына), а в верховьях последнего она несет на себе морену одной из стадий отступания ледника. Таким образом, по данным А. П. Васьковского, труп лошади относится, вероятно, к максимальной стадии оледенения или к начальным стадиям отступания ледника.

К сожалению, шурф прошел как раз через середину туловища лошади. В результате этого во время взрыва (шурф проходился взрывами) труп лошади, а также эмбрион были повреждены. Однако части лошади, извлеченные позднее из стенок шурфа и не задетые взрывом, также несли следы повреждений. Из этого А. П. Васьковский заключил, что труп был поврежден еще в древности.

Остатки взрослой лошади представлены несколькими грудными и поясничными позвонками, крестцом, фрагментами костных и хрящевых

[1] Находится в экспозиции Зоологического музея Академии наук СССР в Ленинграде. Авторы приносят свою искреннюю благодарность А. П. Васьковскому за предоставление им для исследования этой уникальной находки.

элементов ребер, частью грудины, головкой левой и пластинчатой частью правой лопаток, дистальными частями плечевых костей, проксимальной частью правой и обломком левой лучевых костей, правой локтевой и обломком правой подвздошной кости. К сожалению, отсутствуют наиболее диагностичные части скелета, такие как череп и зубы, которые могли бы позволить установить видовую принадлежность индигирской лошади.

На поверхности костей сохранились остатки высохших соединительной ткани и мускулатуры. На некоторых частях скелета сохранился также кожный покров (рис. 1). Имеются отдельные куски высохшей мускулатуры и кожи, а также небольшое количество шерсти темно-коричневого, почти каштанового цвета.

Рис. 1. Мумифицированные остатки правой передней конечности трупа индигирской лошади.

1 — часть плеча и предплечья; *2* — лопатка

Остатки эмбриона неопровержимо указывают пол индигирской лошади. Что же касается возраста, то его трудно определить из-за отсутствия зубов. Однако, если принять во внимание, что процесс эпифизарного сращивания на исследованных элементах скелета полностью закончен (а у лошадей это происходит в возрасте 3—4 лет), то можно утверждать, что индигирская лошадь была не моложе этого возраста. Кроме того, срастание образующих крестец позвонков у ископаемой лошади полностью закончено (у домашних лошадей это происходит примерно в 4,5 года).

По абсолютным размерам сохранившихся костей индигирская лошадь довольно близко подходит к ныне живущей дикой лошади Пржевальского — Equus przewalskii Poljakow (табл. 1). Фрагментарность материала не позволяет точно вычислить рост индигирской лошади и установить пропорции ее тела. Судя по величине сохранившихся костей, можно предположить, что рост этой лошади и ее пропорции не слишком отличались от таковых лошади Пржевальского. По данным И. И. Соколова (1959), высота в холке у лошади Пржевальского равна 120—140 *см*, т. е. по классификации И. Д. Черского — В. И. Громовой, она входит в группу среднерослых лошадей.

Труп эмбриона сохранился почти полностью, но в виде отдельных кусков, большая часть которых контактирует друг с другом (рис. 2). Остатки сохранили мускулатуру, кожу и на большей части ее поверхности — шерсть (рис. 3). На основании сохранившихся частей трупа можно сделать заключение, что жеребенок находился в согнутом положении: позвоночник его изогнут дугообразно, конечности согнуты в суставах и были прижаты к туловищу. Вместе с остатками жеребенка доставлены

Таблица 1

Сравнительная характеристика скелетов индигирской лошади, лошади Пржевальского и тарпана

Промеры *	Индигирская лошадь ♀	Лошадь Пржевальского ♀ (ЗИН № 27031 **)	Лошадь Пржевальского ♀ (ЗИН № 27089 **)	Тарпан ♂ (ЗИН № 521)
I позвонок				
Наибольшая длина	58,3	51,8	48,4	43,8
Наибольшая ширина на краниальных суставных отростках	47,4	34,0	42,2	38,4
Индекс ширины (3 : 1)	81,1	65,5	87,1	87,6
II позвонок				
Наибольшая длина	52,8	49,8	49,1	45,0
Наибольшая ширина на краниальных суставных отростках	42,8	33,5	40,0	39,7
Индекс ширины (3 : 1)	81,0	67,3	81,5	88,2
III позвонок				
Наибольшая длина	55,6	47,1	—	45,2
Наибольшая ширина на краниальных суставных отростках	44,2	34,8	—	39,2
Индекс ширины (3 : 1)	79,4	73,9	—	86,7
IV позвонок				
Наибольшая длина	50,4	48,5	—	45,8
Наибольшая ширина на краниальных суставных отростках	42,7	32,8	—	39,4
Индекс ширины (3 : 1)	84,7	67,5	—	86,0
Лопатка				
Цервиколатеральный поперечник сочленовной части	103,6	88,7	85,3	84,1
Латерокостальный поперечник сочленовной ямки	51,9	49,4	45,8	47,2
Индекс ширины сочленовной ямки (2 : 1)	50,0	55,7	53,7	56,1
Плечевая кость				
Наибольшая длина дистального эпифиза	76,2	71,4	65,5	71,6
Дистальный поперечник	97,1	74,4	74,2	75,4
Индекс дистального поперечника (1 : 2)	78,5	96,0	87,3	95,0

* Все промеры взяты по Дюрсту (1926).

** Скелет лошади Пржевальского № 27031 принадлежит 9-летней кобыле, родившейся в зоопарке Аскания Нова, скелет № 27089—7-летней кобыле, пойманной в Западной Монголии и содержавшейся в Аскании Нова.

куски плаценты и матки. Согнутое положение самого трупа, а также наличие плаценты свидетельствуют о том, что мы имеем дело с остатками эмбриона, а не новорожденного жеребенка.

На основании изучения рентгеновских снимков трупа жеребенка Г. Г. Воккен приходит к выводу (устное сообщение), что по дифференцированности частей скелета туловища и конечностей ископаемый экземпляр соответствует 10-месячному плоду современной домашней лошади. О том же свидетельствует степень развития волосяного покрова жеребенка с Индигирки (по данным Студенцова, 1953).

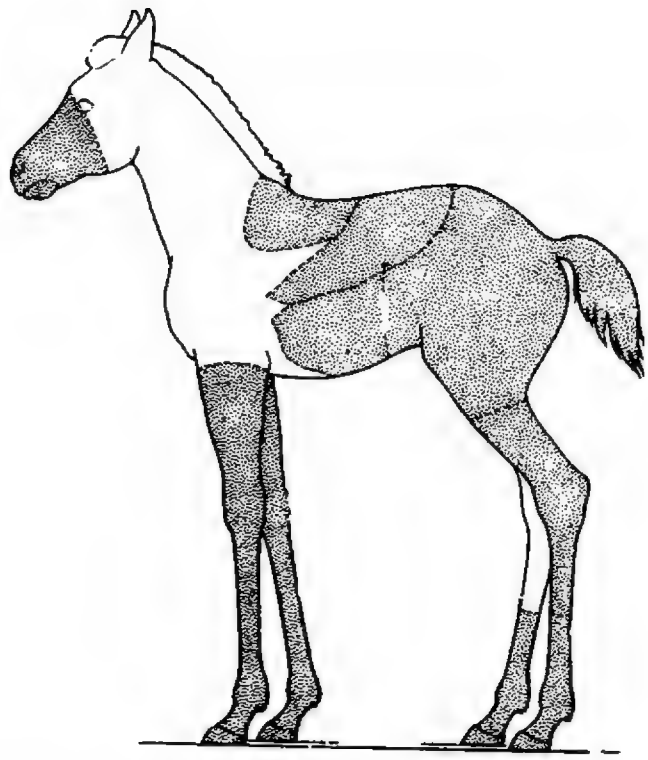


Рис. 2. Схематический рисунок эмбриона индигирской лошади. Пунктир—контакт отдельных сохранившихся участков тела

Рис. 3. Мумифицированные остатки эмбриона индигирской лошади.

1 — голова: *а* — ротовое отверстие, *б* — ноздри, *в* — ухо; *2* — задняя часть туловища с проксимальными отделами задних конечностей и с хвостом (хорошо различается полоса темной шерсти, идущая вдоль хребта); *3* — левая передняя конечность

Сильная разрозненность частей трупа жеребенка и их деформация не позволили произвести необходимые измерения. При сравнении рентгеновских снимков ископаемого экземпляра со снимками эмбрионов домашней лошади примерно того же возраста можно прийти к заключению, что жеребенок с Индигирки при общем сходстве и размерах обладал относительно более короткими и толстыми конечностями.

Окраска шерсти жеребенка может быть названа рыже-саврасой. Туловище животного желтоватое, местами светло-рыжее, а нижняя сторона туловища желтовато-золотистая до песчаной. Такого же цвета (желтовато-золотистого) морда и конечности жеребенка. Вдоль спины проходит полоса из темно-бурых, почти черных волос, которые на холке длиннее, чем на других частях спины и слегка вьются. На нижней губе отдельные пучки темно-бурой, почти черной шерсти. Волосы хвоста темно-бурые, местами рыжеватые, вьющиеся. Ноги имеют окраску более темную, в проксимальных отделах светлеющую по направлению к копытам. Однако в области первых фаланг имеются участки темной, буроватой, местами почти черной шерсти.

Сопоставим окраску шерсти ископаемой индигирской лошади с окраской других диких лошадей. Лошадь Пржевальского имеет саврасую масть различных оттенков с темным ремнем, проходящим по спине, гриве и хвосту, и поперечными темными полосами на передних и задних ногах. Вымерший в конце XIX столетия тарпан Equus gmelini Antonius имел «мышастую» окраску шерсти, иногда с желтоватым оттенком. Вдоль спины тарпана проходила темная полоса, а на конечностях — слабые поперечные полосы (Кеппен, 1896; Шатилов, 1914, и др.).

Полоса в виде темного ремня на спине и полосы на ногах не являются признаком, характерным только для диких лошадей. Подобные же полосы встречаются иногда и у домашних лошадей самых разнообразных пород. Чаще всего и наиболее четко такая полосатость бывает выражена в примитивных популяциях, насыщенных еще в значительной степени мастями, характерными для диких лошадей,— буланой, саврасой и мышастой (Лус, 1939).

На крайнем севере нашей страны, на территории Якутии, распространена самая северная в мире порода лошадей — якутская. Эта лошадь имеет масть серую, мышастую, саврасую всех оттенков. Встречаются лошади типа «агути» (пигментирована лишь самая верхняя часть волос). Известны лошади с темным ремнем на спине, а иногда с темным рисунком в области лопаток и с полосами на ногах. Серые лошади, преобладающие в северных районах Якутии, очень быстро седеют и уже к 4—5 годам становятся почти белыми (Рогалевич, 1941). В связи с этим интересно также отметить, что труп ископаемой лошади, обнаруженный в 70 годах прошлого столетия в районе с. Казачьего, по рассказам очевидцев, был покрыт белой шерстью, такого же цвета были ее хвост и грива.

* * *

Нахождение трупа индигирской лошади в отложениях, относящихся ко времени максимальной стадии оледенения или же начальной стадии отступания ледников, свидетельствует о том, что индигирская лошадь существовала в условиях холодного и притом сравнительно сухого климата. По мнению А. П. Васьковского (1959), этот тип климата близок, по-видимому, к современному климату верховьев Колымы и Индигирки.

Пыльцевые спектры, взятые А. П. Васьковским из слоя суглинков, содержавших труп лошади, также дают сочетания, характерные для спектров, относящихся к периоду максимального продвижения ледников

Рис. 4. Дикая индигирская лошадь. Реконструкция выполнена художником Е. Я. Захаровым при научном руководстве В. Е. Гарутта

последнего оледенения, или же спектров современных ксерофитных лугов, покрывающих в верховьях Индигирки склоны южных экспозиций (Васьковский, 1959).

До недавнего прошлого считалось прочно установленным фактом, что лошадь в северной Азии появилась лишь в позднеплейстоценовое время, причем все обнаруженные остатки принадлежат настоящей лошади Equus caballus, что заставляло предполагать особые пути развития североазиатских лошадей. Так, В. И. Громова (1949) высказала предположение, что наряду с аборигенными, неизвестными нам лошадьми в Северной Азии имели место миграции лошадей из Восточной Европы.

В последние годы эти представления претерпели существенные изменения. В 1955 г. в долине нижнего течения р. Алдан в слоях, датируемых средним эоплейстоценом (Вангенгейм, 1961), были обнаружены остатки лошади, сходной с саньмэньской E. sanmeniensis Chard. et Piv. В 1957 г. на левом берегу Алдана в 350 *км* выше его устья обнаружены кости, принадлежащие, по определению Э. А. Вангенгейм (1961), лошади типа Equus cf. stenonis Cocchi или E. sanmeniensis Chard. et Piv., предположительно датируемые нижним эоплейстоценом.

Что касается плейстоценовых лошадей, то последующие исследования подтверждают мнение В. И. Громовой о постепенном измельчании лошадей плейстоцена Восточной Сибири. Новейшие данные, полученные Э. А. Вангенгейм, дают следующую картину. Плейстоценовые лошади Сибири представлены тремя подвидами, отличающимися по своим размерам и имеющими стратиграфическое значение. Наиболее крупный из них (E. caballus subsp. A.) характерен для верхней части нижнего плейстоцена и имеет ряд архаических признаков. Верхний плейстоцен имеет свою, более мелкую форму (E. caballus subsp. B.) с определенно кабал-

лоидными признаками. Третий подвид очень мелкий (E. caballus subsp. C.), он обнаружен в северных районах Сибири, стратиграфически относится, по-видимому, к самым верхам верхнего плейстоцена или даже к голоцену.

Так как описываемая нами лошадь (рис. 4) датируется верхним плейстоценом, а ее размеры, судя по сходству с лошадью Пржевальского, не выходили за границы среднерослых лошадей по схеме В. И. Громовой, то можно предположить, что она относится к подвиду E. caballus subsp. B [1].

Мы склонны думать, что плейстоценовые лошади Сибири являются, возможно, прямыми потомками эоплейстоценовых лошадей этого района и, таким образом, в будущем можно будет проследить пути становления кабаллоидных лошадей от примитивных форм, сходных с саньмэньской лошадью.

Косвенным подтверждением высказанного предположения может служить и уже отмеченное сходство описываемой здесь лошади с лошадью Пржевальского. По В. И. Громовой, лошадь Пржевальского происходит непосредственно от саньмэньской лошади или от формы, весьма к ней близкой. Если это так, а у нас нет данных, противоречащих этому, то сходство Equus przewalskii с плейстоценовыми лошадьми Северной Азии объясняется общностью происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогеновых отложений севера Восточной Сибири (по фауне млекопитающих).— Труды ГИН, 1961, вып. 48.

Васьковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индигирки и на северном побережье Охотского моря.— В сб. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.

Громова В. И. История лошадей (рода Equus) в Старом свете, ч. I и II.— Труды ПИН, 1949, т. XVII, вып. 1 и 2.

Кеппен Ф. П. К истории тарпана в России.— Ж. Минист. Народн. просвещ., 1896.

Лус Я. Я. Полосатые домашние лошади.— Труды Ин-та генетики, 1939, № 13.

Попов Ю. Н. Находки ископаемых трупов млекопитающих в мерзлых слоях плейстоцена Северо-Восточной Сибири.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1948, № 13.

Роталевич М. М. Коневодство в Якутской АССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1941.

Соколов И. И. Копытные звери (отряда Perissodactyla и Artiodactyla).— В сб. «Фауна СССР. Млекопитающие», т. I, вып. 3. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1959.

Студенцов А. Н. Ветеринарное акушерство и гинекология. М., Сельхозгиз, 1953.

Черский И. Д. Описание коллекции послетретичных млекопитающих, собранных Ново-Сибирской экспедицией 1885—1886.— Прилож. к т. 65 Записок Акад. наук. СПб., 1891.

Шатилов И. Сообщение о тарпане. М., 1914.

Bunge A., Toll E. Berichte über die von der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften ausgerüstete Expedition nach den Neusibirischen Inseln aus dem Jana — Lande. Beiträge zur Kenntniss d. Russischen Reiches. 3. Folge, 1887, Bd. III.

Duerst J. U. Vergleichende Untersuchungsmethoden am Skelett bei Saügern.— Handb. biol. Arbeitsmeth., 1926. Abt. VII, H. 2, Lief. 200.

---

[1] Производилось определение абсолютного возраста мягких тканей взрослой особи индигирской лошади в Лаборатории радиоактивного датирования при Физическом институте высшей технической школы в Трондгейме. Результаты определения составляют 37 700±2200 лет (письмо проф. А. Е. Гейнца от 6 сентября 1965 г.).

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

1966 № 31

М. А. ЕРБАЕВА

НОВЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ БИОСТРАТИГРАФИИ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Мелкие млекопитающие (зайцеобразные и грызуны) приобретают в последнее время все большее значение для обоснования стратиграфического расчленения континентальных отложений плиоцена и антропогена. Оно определяется особенностями их биологических циклов и экологии, благодаря которым возможно массовое накопление их остатков. В связи с этим одной из первоочередных задач палеотериологии в настоящее время является биостратиграфическая характеристика опорных (стратотипических) разрезов по фауне мелких млекопитающих.

Описываемые в настоящей статье новые формы грызунов и зайцеобразных обнаружены в двух опорных разрезах антропогеновых отложений Западного Забайкалья: Тологой и Додогол, имеющих важное значение для стратиграфии и палеогеографии не только Забайкалья, но и всей Восточной Сибири. Вероятно, многие из этих форм окажутся в дальнейшем руководящими для различных отрезков антропогена.

Тологойский разрез находится на левом берегу р. Селенги. Здесь выделены (Александрова и др., 1963) три разновозрастные толщи: нижняя — красноцветная, датируемая нижним эоплейстоценом; средняя — супесчаная, вероятный возраст которой — верхний — средний эоплейстоцен, и верхняя также супесчаная — плейстоценовая. Детальное описание этого разреза приведено в работах Л. П. Александровой с соавторами (1963) и Э. И. Равского с соавторами (1964).

Описываемый здесь палеонтологический материал собран автором из верхнего слоя средней толщи Тологоя. Остатки мелких млекопитающих принадлежат здесь следующим видам: Ochotona daurica gurejevi subsp. nov., Allactaga saltator transbaicalicus subsp. nov., Cricetulus barabensis Pall., Ellobius talpinus Pall., Lagurus simplicidens simplicidens Young., Microtus brandti Radde, M. fortis Büchn., Citellus undulatus gromovi subsp. nov.; из них преобладают желтая пеструшка, тушканчик и пищуха.

Додогольское местонахождение расположено на правом берегу р. Уды недалеко от улуса Додогол. Геологическое описание его дано Д. Б. Базаровым (in litt). Здесь, как и в Тологое, выделено несколько разновозрастных толщ. Нижняя — красноцветная, сравнительно слабо обогащенная ископаемыми остатками, с Prosiphneus sp., Ochotona sp. и Allophaiomys sp. Вышележащая толща (3-й фаунистический горизонт) сложена серовато-бурыми песками, содержит наибольшее число видов и остатков: Marmota sibirica nekipelovi subsp. nov., Citellus itancinicus bazarovi subsp. nov., Allactaga saltator transbaicalicus subsp. nov., Lagurus simplicidens sibiricus subsp. nov., Microtus brandti Radde, M. mongolicus Radde, Allophaiomys sp., Prosiphneus ex. gr. youngi-pseudarmandi, Myospalax wongi Young; из них желтая пеструшка, пищуха и тушканчик доминируют. Выше лежит красновато-бурая толща (2-й фаунистический горизонт). Состав и соотношение видов ее фауны отличаются от предыдущих. Так, в этом слое

найдены остатки песчанки и отсутствуют кости хомячка, корнезубого цокора, древней полевки Allophaiomys, несколько уменьшается относительное обилие остатков пищухи и тушканчика. Преобладающими видами здесь являются суслик и желтая пеструшка. Верхняя толща додогольского местонахождения, относимая нами к 1-му фаунистическому горизонту, содержит сравнительно небольшое число видов. Пищуха, суслик, тушканчик и пеструшка здесь также многочисленны. Таким образом, в Додоголе могут быть выделены четыре ископаемых фаунистических комплекса мелких млекопитающих, состав и соотношение видов которых характеризуют ландшафтные особенности и их изменение на протяжении антропогена. Отражены они и в морфологических особенностях отдельных видов, свидетельствующих об эволюционном изменении их признаков в направлении к современности. Наиболее отчетливы они у пищух и пеструшек. Костные остатки в обоих местонахождениях происходят, по-видимому, из различных первичных источников: из разрушившихся погадок сов (вероятно, в основном филина), экскрементов хищных млекопитающих (в основном лисицы), а также из различных «кротовин»; при этом в Тологое кости испытали меньшее переотложение, чем в Додоголе. Сходное происхождение остатков мелких позвоночных известно для многих местонахождений антропогена в Европейской части СССР.

Цветовая сохранность костей неодинаковая. Встречаются как темноокрашенные, так и желтые кости разных оттенков, а также пестрые — черно-желтые. Вероятнее всего, различная окраска объясняется не столько различным геологическим возрастом остатков, сколько разностью условий их фоссилизации в первичных местонахождениях. Большинство остатков представлено изолированными костями, механическая сохранность которых довольно хорошая, особенно в Тологойском местонахождении. Почти целые нижнечелюстные ветви и передние отделы осевого черепа, неповрежденные трубчатые кости конечностей, редко встречающиеся изолированные зубы также свидетельствуют о переносе остатков на сравнительно незначительное расстояние.

ОТРЯД LAGOMORPHA — ЗАЙЦЕОБРАЗНЫЕ

СЕМ. LAGOMYIDAE LILLIEBORG, 1866

Род Ochotona, Link, 1795 — пищухи

Ochotona dodogolica Erbajeva sp. nov.
(рис. *1а*, *а*[1], *б*, *б*[1])

Тип. Левая ветвь нижней челюсти с полным рядом зубов, № 51348, коллекция Зоологического института (ЗИН) АН СССР, сборы М. А. Ербаевой, 1963 г., Додогол, 3-й фаунистический горизонт. Размеры: длина и ширина зубного ряда — 8,0 × 2,1 *мм*.

Диагноз. Пищуха из группы «daurica», близкая к современной даурской, от которой отличается более крупными размерами: коронарная длина верхнего зубного ряда 7,5—8,2—9,0 *мм* ($n = 9$) [1] и нижнего — 6,2—7,8—8,7 *мм* ($n = 13$), соответственно против 6,7—7,2—7,5 *мм* ($n = 10$) и 6,8—7,1—7,4 *мм* ($n = 10$) у современной даурской пищухи, а также более длинным костным небом: 24,4—28,5—37,4 ($n = 5$) против 13,6—16,0—18,8 ($n = 10$) у O. daurica, более узким межглазничным пространством: 32,0—37,1—40,0 ($n = 5$) против 36,6—47,8—57,0 ($n = 10$)

[1] Здесь и далее приведены крайние и средняя величины промеров и индексов (во всех случаях, кроме специально оговоренных, они вычислены к длине зубного ряда); в скобках указано число исследованных экземпляров (n).

у даурской пищухи, более широким P_3: наибольшая ширина его по отношению к длине 106—115—120 ($n = 22$) против 83,5—95—100 ($n = 12$) у O. daurica.

Материал. 10 фрагментов черепа, 20 нижнечелюстных ветвей, более 40 костей посткраниального скелета, Додогол.

Геологический возраст. Верхний — средний эоплейстоцен.

Систематические замечания. Череп крупный и массивный, резцовые отверстия слиты, как у O. daurica. Носовые кости относительно короткие, сильно расширены в передней части. Резцы очень широкие: относительная двойная ширина их у краев альвеол 59,5—62,0—66,0 ($n = 5$) против 52,5—56,5—58,5 ($n = 10$) у современной даурской пищухи. Нижняя челюсть также массивная, но сравнительно низкая:

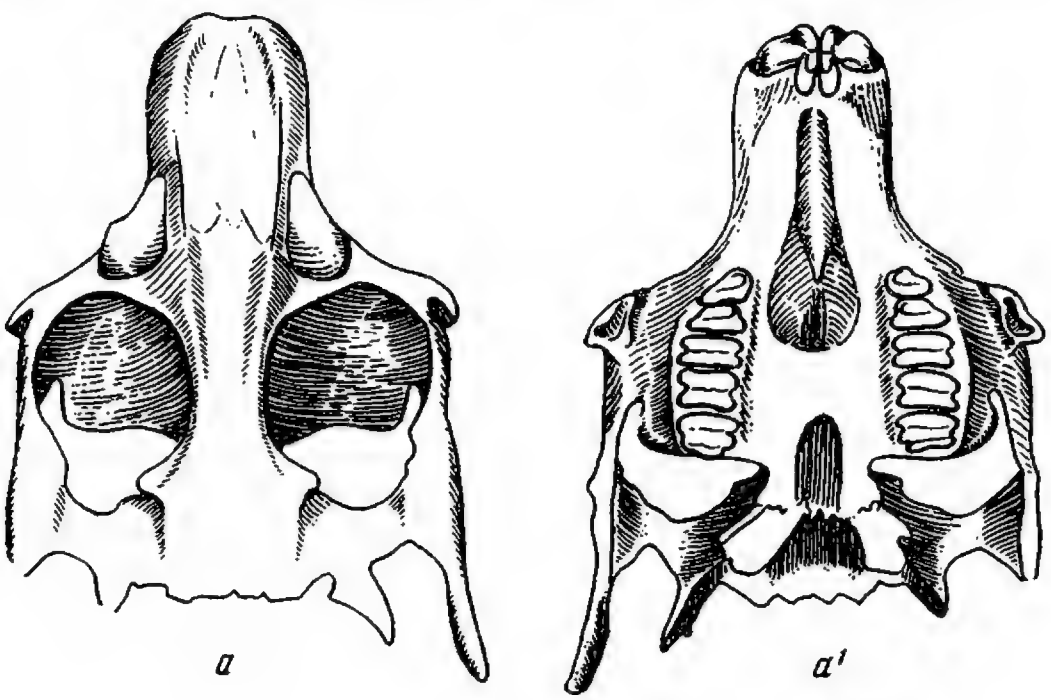


Рис. 1. Черепа пищух.

а, *а*¹ — череп додогольской пищухи — Ochotona dodogolica sp. nov.: *а* — вид сверху, *а*¹ — то же, снизу. Додогол, 3-й фаунистический горизонт, средний эоплейстоцен, ×1,4; *б*, *б*¹ — P_2 и левая, нижнечелюстная ветвь того же вида, снаружи, тип. Додогол, 3-й фаунистический горизонт, средний эоплейстоцен, × 1,5; *в*, *в*¹ — правая нижнечелюстная ветвь и P_3 ископаемой даурской пищухи — Ochotona daurica qureevi subsp. nov., снаружи, тип. Тологой, верхний слой средней толщи, верхний эоплейстоцен, × 1,5

относительная высота ее у P_3 и M_3 64,5—71,8—76,8 и 60,0—64,7—69,2 (n = 13) против 71,0—78,0—90,0 и 65,0—68,6—75,5 (n= 10) у O. daurica; бугристости и шероховатости для прикрепления мышц развиты сильно; сочленовный мыщелок занимает всю верхнюю часть сочленовного отростка; горизонтальные ветви нижней челюсти в переднем отделе утолщены за счет выступающих в стороны стенок альвеол P_4 и резца в его корневой части, а в направлении назад они широко расходятся в стороны. Ширина зубов нижней челюсти у описываемого вида сравнительно невелика: 21,2—23,0—26,2 (n = 13) против 23,1—25,7—39,4 (n = 10) у O. daurica. Отверстие на внешней стороне горизонтальной ветви нижней челюсти расположено у переднего края M_3 или у заднего края M_2.

Ochotona daurica gurejevi Erbajeva, subsp. nov.
(рис. *1, в, в*[1])

Тип. Правая ветвь нижней челюсти с полным рядом зубов, № 51349, коллекция ЗИН АН СССР, сборы М. А. Ербаевой, 1963 г., Тологой, верхние слои средней толщи. Размеры: длина и ширина зубного ряда — 7,3 × × 2,0 *мм*.

Диагноз. Пищуха, близкая к современной даурской, от которой отличается несколько более крупными размерами: коронарная длина нижнего зубного ряда 6,5—7,5—8,2 (n = 9) против 6,8—7,1—7,4 (n = 10) у даурской, более широким P_3: наибольшая относительная ширина P_3 к длине этого зуба 96,0—102—111 (n = 17) против 83,5—95—100 (n = = 12), меньшей относительной шириной зубов нижней челюсти у P_4: 22,1—24,0—26,4 (n = 9) против 23,1—25,7—39,4 (n = 10) у O. daurica. Подвид назван в честь известного специалиста по современным и ископаемым зайцеобразным А. А. Гуреева.

Материал. 5 фрагментов черепа, 22 нижнечелюстные ветви, 15 костей посткраниального скелета, Тологой, верхний слой средней толщи.

Геологический возраст. Верхний эоплейстоцен.

Систематические замечания. Относится к виду daurica, но имеющиеся у нее своеобразные структурные особенности позволяют считать ее особым подвидом. Признаки эти, кроме указанных в диагнозе, следующие: нижняя челюсть более массивная и низкая, ветви ее в задней части расставлены шире, чем у даурской пищухи; шероховатости и бугристости для прикрепления мышц развиты сильно; сочленовный отросток сравнительно слабо отогнут назад. Отверстие на боковой стороне горизонтальной ветви нижней челюсти расположено у переднего края M_3 или у середины M_2. Относительная высота горизонтальной ветви нижней челюсти меньше, чем у даурской пищухи: высота у P_3 66,0—72,0—75,5, у M_3 55,5—61,0—66,0 (n = 9) против 71,0—78,0—90,0 и 65,0—68,6—75,5 (n = = 10) у O. daurica.

ОТРЯД RODENTIA — ГРЫЗУНЫ

СЕМ. SCIURIDAE GRAV, 1821

Род Marmota Frisch, 1775— сурки

Marmota sibirica nekipelovi Erbajeva subsp. nov.
(рис. *2а*)

Тип. Фрагмент правой ветви нижней челюсти с полным рядом зубов на средней стадии стирания, № 51350, коллекция ЗИН АН СССР, сборы М. А. Ербаевой, 1963 г., Додогол, 2-й фаунистический горизонт. Размеры: длина зубного ряда — 21,5 *мм*, диастемы — 15,5 *мм*.

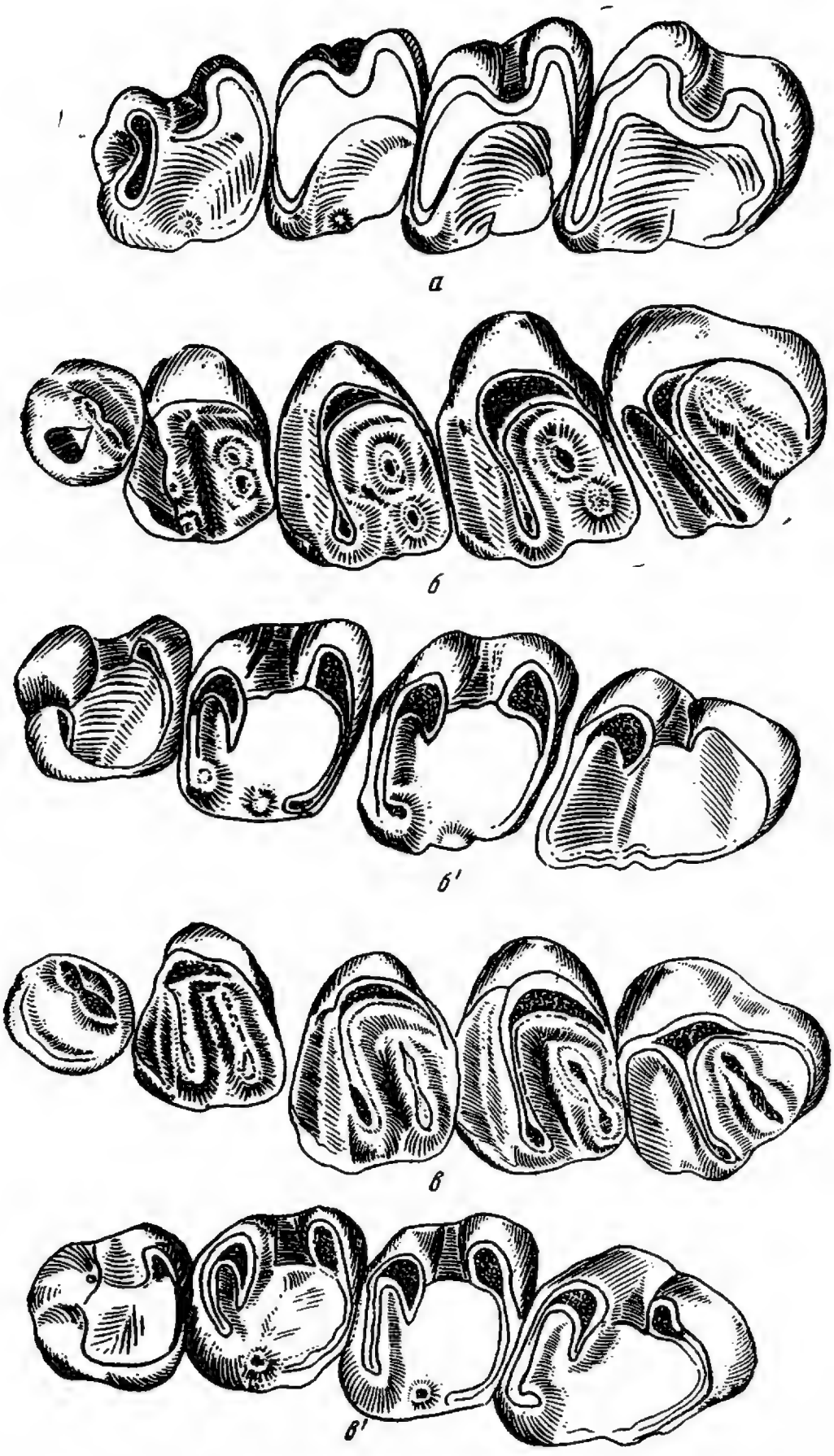


Рис. 2. Зубные ряды наземных беличьих.

а — нижние коренные ископаемого сурка-тарбагана — Marmota sibirica nekipelovi subsp. nov., тип. Додогол, 2-й фаунистический горизонт, верхний эоплейстоцен, × 4; *б* — верхние коренные итанцинского суслика — Citellus itancinicus bazarovi subsp. nov.; *б'* — нижние коренные того же вида, тип. Додогол, 3-й фаунистический горизонт, средний эоплейстоцен, × 6; *в* — верхние коренные ископаемого длиннохвостого суслика — Citellus undulatus gromovi subsp. nov.; *в'* — нижние коренные того же вида, тип. Тологой, верхний слой средней толщи, верхний эоплейстоцен, × 6

Диагноз. Сурок, близкий к современному тарбагану (Marmota sibirica Radde), от которого отличается менее сжатыми в передне-заднем направлении M_1 и M_2, в среднем, по-видимому, более укороченным M_3: относительная длина этого зуба 25,6 против 26,4—29,1—30,5 ($n = 10$), и отсутствием переднего воротничка на P^3. Подвид назван в честь ведущего сибирского териолога — специалиста по грызунам Н. В. Некипелова.

Материал. 2 левые нижнечелюстные ветви и 4 фрагмента верхнечелюстной кости с разным количеством зубов, изолированные зубы, фрагменты костей конечностей. Все кости принадлежат минимум 2 особям.

Геологический возраст. Верхний эоплейстоцен.

Систематические замечания. По размерам не отличается от современного Marmota sibirica или лишь немного крупнее: альвеолярная длина верхнего зубного ряда 23,8 *мм* против 21,1—21,8—23,7 *мм* ($n = 10$) у тарбагана и 21,5 *мм* нижнего ряда против 19,7—20,8—22,7 *мм* ($n = 10$). Не наблюдается отличий и в длине диастемы, сочленовного отростка нижней челюсти, равно как и в размерах и строении P_4. Из отличительных признаков, кроме отмеченных в диагнозе, можно указать следующие: нижняя челюсть массивнее, отростки ее (венечный, сочленовный, угловой) значительно шире в основании; на M_1 молодых сурков задний гребень между передней парой бугров (металофид) развит хорошо, полный (у современного тарбагана хорошо развита лишь его наружная ветвь). Относительная ширина P^3 у ископаемого сурка немного меньше, но площадка заднего воротничка этого зуба сравнительно большая. Подобное строение P^3 наблюдается лишь у единичных экземпляров из Монголии, но у последних даже при сильно развитом заднем воротничке передний заметен отчетливо. Указанные выше признаки можно считать достаточными для выделения позднеэоплейстоценового подвида современного монгольского сурка.

Род Citellus Oken, 1816 — суслики

П/род Urocitellus Obolenski, 1927

Citellus (Urocitellus) itancinicus bazarovi Erbajeva subsp. nov.

(рис. *2б*, *б'*)

Тип. Осевой череп с полным рядом зубов и 2 нижнечелюстные ветви, принадлежащие той же особи, № 50108, коллекция ЗИН АН СССР, сборы М. А. Ербаевой, 1963 г., Додогол, 3-й фаунистический горизонт. Размеры: альвеолярная длина верхнего зубного ряда — 13,0 *мм*, нижнего — 10,5 *мм*.

Диагноз. Суслик, близкий к типичной форме C. itancinicus (= C. undulatus itancinicus Zazhigin), от которого отличается в среднем чуть меньшими размерами: альвеолярная длина зубов верхней и нижней челюсти соответственно 11,5—12,3—13,0 *мм* ($n = 10$), 9,0—10,8—12,0 *мм* ($n = 26$) против 12,0; 12,5; 12,5 и 10,0—11,0—11,5 *мм* ($n = 19$) у Citellus itancinicus, более короткой диастемой (средняя величина индекса к длине нижнего зубного ряда 69 против 71 у типичной формы) и отсутствием переднего промежуточного бугорка (протоконулида) на P_4. Подвид назван в честь геолога Бурятского комплексного научно-исследовательского института Д. Б. Базарова, открывшего местонахождение Додогол.

Материал. 26 нижнечелюстных ветвей и 4 осевых черепа с разным числом зубов, Додогол.

Геологический возраст. Средний эоплейстоцен.

Систематические замечания. Citellus itancinicus описан Б. С. Зажигиным (in litt) как подвид длиннохвостого суслика (Citellus undulatus Pall.) по материалам из отложений обнажения на р. Итанца и Додогол. Однако при тщательной обработке более обильного материала из обоих указанных местонахождений (в том числе и проработке оригинальных сборов Б. С. Зажигина [1]) и сравнении с современным C. undulatus обнаружены достаточно существенные различия, позволяющие, по нашему мнению, выделить итанцинского суслика в отдельный вид подрода Urocitellus. В то же время степень и характер отличий между итанцинским и додогольским сусликами дают возможность считать их самостоятельными подвидами. Признаки эти, кроме указанных в диагнозе, следующие: более укороченные в передне-заднем направлении верхние и нижние коренные, небольшой задне-наружный бугор (гипоконид) P_4, который лишь немного заходит за передне-наружный (протоконид). Однако имеется ряд признаков, характерных для обеих форм. Череп слабо уплощенный как у C. itancinicus, межглазничное пространство широкое, теменные гребни лировидные, зарезцовые углубления твердого нёба развиты хорошо, как у всех представителей подрода Urocitellus. Верхние резцы очень широкие. Ширина каждого из носовых отростков верхнечелюстной кости равна ширине соседней носовой на том же уровне и никогда не достигает ее двойной ширины. Сходство с итанцинским сусликом обнаруживается и в строении зубов. Так, на всех нижних коренных задне-внутренний бугорок (энтоконид) развит слабо, задний гребень между передней парой бугров (металофид) на M_1 полный, а на M_2 и M_3 неполный, развита лишь его наружная ветвь. На всех нижних коренных хорошо развиты наружные краевые промежуточные бугорки.

Citellus (Urocitellus) undulatus gromovi Erbajeva subsp. nov.
(рис. *2в, в'*)

Тип. Осевой череп взрослой особи без носовых костей, правой скуловой дуги, с разрушенной боковой стенкой мозговой коробки, с полным рядом зубов и 2 нижнечелюстные ветви, принадлежащие той же особи, № 50110, коллекция ЗИН АН СССР, сборы М. А. Ербаевой, 1963 г., верхний слой средней толщи Тологоя. Размеры: длина верхнего зубного ряда — 11,5 *мм*, нижнего — 11,0 *мм*.

Диагноз. Суслик, близкий по размерам к современному азиатскому длиннохвостому суслику, от которого отличается более короткой диастемой: 65,0—68,2—78,6 ($n = 6$) против 63,7—76,7—96,5 ($n = 27$) у современного из Забайкалья, менее сжатыми в передне-заднем направлении коренными зубами. Подвид назван в честь ведущего специалиста по современным и ископаемым грызунам И. М. Громова, автора монографии по наземным беличьим фауны СССР.

Материал. 4 неполных осевых черепа различной сохранности и 7 нижнечелюстных ветвей, Тологой.

Геологический возраст. Верхний эоплейстоцен.

Систематические замечания. Как и у современного Citellus undulatus Pall., череп слабо уплощен сверху, ширина каждого из носовых отростков верхнечелюстной кости достигает двойной ширины носовых, заглазничные отростки узкие и длинные, теменные гребни лиро-

[1] За предоставление этих материалов автор выражает признательность В. С. Зажигину и руководству отдела четвертичной геологии Геологического института Академии наук СССР.

видные, параокципитальные отростки доходят до нижнего края затылочных мыщелков. Сходство с современным видом имеется и в структурных особенностях зубов: передний промежуточный бугорок (протоконулид) на P_4 отсутствует, а задне-наружный (гипоконид) большой, значительно выступает за наружный край передне-наружного (протоконида), задний гребень между передней парой бугров (металофид) на M_1 хорошо развит, полный, а на M_2 и M_3 — неполный. Строение верхних коренных также сходно. На M^3 задний гребень развит хорошо и внутренний бугорок на нем (метаконуль) отделен от наружного бугорка (метакона) так же, как и у всех форм современного длиннохвостого суслика.

Различия описываемой формы от современного забайкальского длиннохвостого суслика C. u. undulatus не больше, чем между современными подвидами этого вида. Таковы, кроме указанных в диагнозе, следующие: межглазничное пространство шире, чем у современного подвида: 90,0—95,0—100,0 ($n = 5$) против 85,0—93,0—98,0 ($n = 12$) у C. u. undulatus, наружный промежуточный бугорок (мезоконид) на зубах молодых особей иногда присутствует. Из ископаемых подвидов описываемая форма близка к C. undulatus brevirostris I. Grom., известному по 1 экз. из средне-позднеплейстоценовых отложений на р. Ангаре. Эти две формы сходны по размерам, укороченной диастеме, менее сжатыми в передне-заднем направлении зубами и структуре жевательной поверхности последних. Однако тологойский подвид отличается от ангарского в среднем более узкой носовой костью, узкими резцами и межглазничным пространством, а также лировидным теменным гребнем, не сливающимся в сагиттальный гребень в задней трети мозговой коробки.

Сем. DIPODIDAE THOMAS, 1866

Род Allactaga F. Cuvier, 1836 — пятипалые тушканчики

Allactaga saltator transbaicalicus Erbajeva subsp. nov.
(рис. *3а*)

Тип. Правая ветвь нижней челюсти с разрушенными сочленовным, венечным и угловым отростками, с полным рядом зубов на средней стадии стирания, № 51351, коллекция ЗИН АН СССР, сборы М. А. Ербаевой, 1963 г., Додогол, 3-й фаунистический горизонт. Размеры: длина нижнего зубного ряда — 7,0 *мм*, длина и ширина M_1 — 2,7 × 1,8 *мм*.

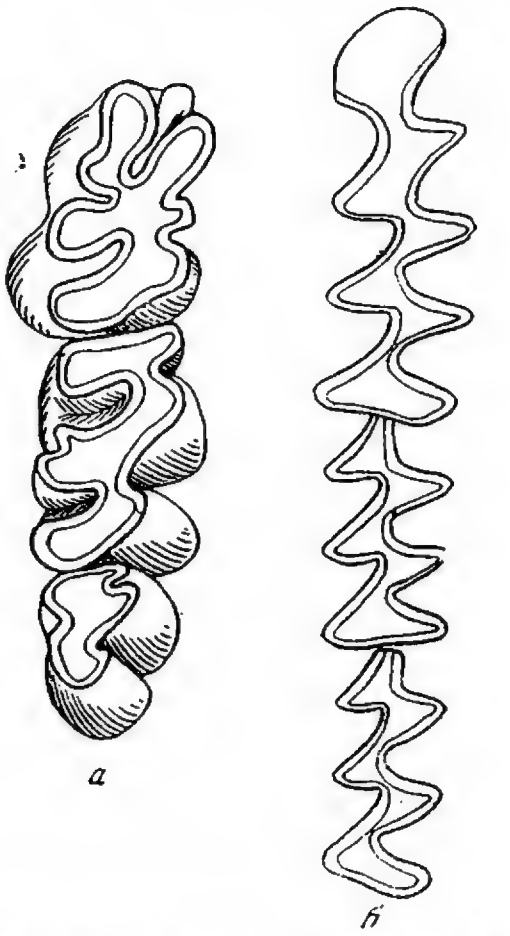
Диагноз. Тушканчик, близкий к современному монгольскому (Allactaga saltator Eversm.), от которого отличается несколько меньшими размерами: коронарная длина нижнего зубного ряда 6,7—7,0—7,5 *мм* ($n = 15$) против 6,7—7,3—8,0 *мм* ($n = 10$) у современного, более длинной диастемой: 95,7—99,6—104,0 ($n = 10$) против 82,5—93,2—101,0 ($n = 10$) у современного, более усложненного структурой M^3 и M_3 (на наружной стороне M^3 — три входящие складки, M_3 — две, а у современного соответственно две и одна).

Материал. 26 фрагментов верхней и 37 — нижней челюсти, около 100 костей посткраниального скелета, многочисленные изолированные зубы из всех горизонтов Додогола и верхнего слоя средней толщи Тологоя.

Геологический возраст. Верхний — средний эоплейстоцен.

Систематические замечания. Зубы высококоронковые, образование эмалевого кольцевого островка (марки) на M_1 происходит преимущественно путем слияния краев боковой, а не передней складки. Жевательная поверхность верхних коренных, за исключением M^3 и M_3, сходна с таковой у Allactaga saltator Eversm. Так же, как и у последнего, M_1 имеет две направленные вперед петли (протоконид и метаконид). Одна-

ко промежуточный бугорок между ними у описываемого подвида встречается чаще (37%), чем у современного (до 25%). M_1 и M^1 по сравнению с одноименными зубами Allactaga saltator относительно несколько меньше: соответственно 35,8—39,9 — 42,0 и 29,0—34,0—37,7 ($n = 9$) против 40,0—41,9 — 44,4 ($n = 10$) и 36,3—37,9—40,3 ($n = 11$) у современного, а M_3 и M^3 крупнее: 20,0—21,4—22,8 ($n = 10$) и 14,6—18,1—19,8 ($n = 12$) против 17,2—20,1—22,2 и 13,8—15,9—19,7 ($n = 11$) у современного. Кроме того, ширина зубного ряда на уровне соприкосновения M_1 и M_2 больше у ископаемой формы. У последней нижняя челюсть в области симфиза шире и выше, чем у современного монгольского тушканчика из Забайкалья. В строении посткраниального скелета обеих форм также имеются некоторые отличия. Так, у ископаемой головка бедра значительно крупнее, межвертельный гребень этой кости не прямой, как у современного, а с вырезкой; большая берцовая кость и цевка в среднем несколько длиннее, чем у современного монгольского тушканчика. Наибольшая дистальная ширина среднего метатарзального отростка, а также длина его значительно больше у ископаемого подвида. В строении безымянной кости последнего характерен более широкий подвздошный отдел. Полулунная фасетка ее вертлужной впадины развита более сильно, увеличивая площадь сочленовной поверхности.



а *б*

Рис. 3. Зубные ряды грызунов.

а — нижние коренные ископаемого монгольского тушканчика — Allactaga saltator transbaicalicus subsp. nov., тип Додогол, 3-й фаунистический горизонт, верхний — средний эоплейстоцен, × 8; *б* — нижние коренные ископаемой желтой пеструшки — Lagurus simplicidens sibiricus subsp. nov., тип. Додогол, 2-й фаунистический горизонт, верхний — средний эоплейстоцен, × 8

СЕМ. CRICETIDAE ROCHEBRUNE, 1883

П/СЕМ. MICROTINAE MILLER, 1896

Род — Lagurus Gloger, 1841 — степные пеструшки

П/род Eolagurus Argyropulo, 1946

Lagurus (Eolagurus) simplicidens sibiricus Erbajeva subsp. nov.

(рис. 3*б*)

Тип. Левая ветвь нижней челюсти с полным рядом коренных зубов, № 51352, коллекция ЗИН АН СССР, сборы М. А. Ербаевой, 1963 г., Додогол, 2-й фаунистический горизонт. Размеры: длина зубного ряда — 7,5 *мм*, длина и ширина M_1 — 3,3 × 1,3 *мм*, длина передней непарной петли этого зуба — 1,0 *мм*, ширина «шейки» — 0,3 *мм*.

Диагноз. Отличается от Lagurus s. simplicidens. (= Pitimys simplicidens, Young., 1934) несколько бо́льшими размерами: альвеолярная длина нижнего зубного ряда 6,2—7,4—8,0 *мм* ($n = 59$) против 6,3—6,9—7,3 *мм* ($n = 10$) у L. s. simplicidens из верхней толщи Тологоя, относительно более длинной диастемой: 57,6—71,5—76,5 ($n = 51$) против 63,5—

66,1—67,5 (n = 10) у типичной формы, более сильным слиянием передней непарной петли с позадилежащими петлями параконидного отдела M_1: относительная ширина «шейки» передней непарной петли к длине зуба 4,7—6,4—12,5 (n = 72) против 4,7—5,8—10,0 (n = 38) у типичной формы.

Материал. 26 верхних челюстей и 59 нижнечелюстных ветвей с разным числом коренных зубов, более 50 костей посткраниального скелета из того же местонахождения.

Геологический возраст. Верхний — средний эоплейстоцен.

Систематические замечания. Ископаемые остатки желтой пеструшки из Додогола отнесены В. С. Зажигиным (in litt) к Lagurus simplicidens Young из эоплейстоценовых отложений Китая. Этот автор указывает, что пеструшка из Додогола, как и типичная форма, имеет слитые между собой треугольники параконидного комплекса M_1 и более укороченную «пятку» M^3. При обработке более многочисленного материала (В. С. Зажигин имел 1 фрагмент нижней челюсти и 12 изолированных зубов) нами обнаружены значительные отличия между типичной формой (Тологой) и ископаемой из Додогола. Признаки эти достаточны для выделения ее в отдельный подвид.

Ископаемая желтая пеструшка из Додогола, так же как и типичная форма, имеет более широкие, чем у современной Lagurus luteus, верхние и нижние резцы, меньшие высоту и толщину нижней челюсти, большую длину сочленовного и углового отростков, большую ширину межглазничного промежутка и более короткую носовую кость; резец ее нижней челюсти доходит до заднего края челюсти и образует здесь заметный бугорок. Кроме того, при одинаковой длине M_1 и M^3 у современных и ископаемых форм они шире у последних.

Различия же между типичным и описываемым подвидом, кроме указанных в диагнозе, следующие. Пеструшки из Додогола имеют несколько меньшую ширину межглазничного промежутка, относительно более короткие резцовые отверстия: длина их 56,8—62,2—69,0 (n = 9) против 66,1—71,7—75,7 (n = 8) у типичной формы, более короткое твердое нёбо: относительная длина нёба 96,0—105,0—110,0 (n = 11) против 104,0—109,0—118,0 (n = 8) у типичной формы, более длинный сочленовный отросток: 65,0—86,2—107,0 (n = 21) против 69,0—74,0—79,6 (n = 5) у типичного подвида, более толстую на уровне M_1 нижнечелюстную ветвь: 47,0—54,2—77,5 (n = 56) против 46,0—48,5—51,0 (n = 8) у типичного подвида и более длинный носовой отдел: 133,0—135,0—139,0 (n = 5) против 116,0—122,8—127,8 (n = 5). Имеются существенные различия и в строении зубов. Треугольники параконидного отдела у додогольских зверьков широко слиты между собой, а у типичных тологойских имеют бо́льшую тенденцию к разобщению. Треугольные петли жевательной поверхности M_1 менее заострены. M^3 у обеих форм имеет примитивное строение, однако длина его задней петли и степень слияния ее с предыдущими у додогольского подвида меньше, чем у типичной формы. Таким образом, додогольские пеструшки обладают более примитивными признаками и являются более древними, чем типичная форма.

Следует указать, что к L. simplicidens близки также и раннеантропогеновые пеструшки из Украины — L. praeluteus Schev. и L. gromovi Top. Первый из этих видов более сходен с типичной формой L. simplicidens по широко слитым треугольникам параконидного комплекса и ширине нижнекоренных зубов. Второй отличается от L. s. simplicidens почти полностью разъединенными треугольниками параконидного отдела M_1 и широко слитыми у M^3; вероятнее всего, это самостоятельная форма.

ЛИТЕРАТУРА

Александрова Л. П., Вангенгейм Э. А., Гербова В. Г. и др. Новые данные о разрезе антропогеновых отложений горы Тологой (Западное Забайкалье).— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1963, № 28.

Громов И. М. Грызуны.— В сб. «Фауна СССР. Млекопитающие», т. I. Изд-во АН СССР, 1963.

Громов И. М. Наземные беличьи.— В сб. «Фауна СССР, Млекопитающие». т. III, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1965.

Гуреев А. А. Зайцеобразные.— В сб. «Фауна СССР. Млекопитающие», т. III, вып. 10. Изд-во АН СССР, 1964.

Огнев С. И. Звери СССР и прилежащих стран, т. V, 1947; т. VI, 1948; т. VII, 1950. М.

Равский Э. И., Александров Л. П., Вангенгейм Э. А. и др. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири. Изд-во «Наука», 1964.

Топачевський В. О. Нові види полівок (*Rodentia*, Microtidae) з верхньоплиоценових і нижньоантропогеновых відклад в півдня України та Криму.— Доповіді АН Укр. РСР, 1963, № 1.

Шевченко А. И. Мелкие млекопитающие из плиоценовых и раннеантропогеновых отложений юго-западной части Русской равнины и их стратиграфическое значение. (Автореф. канд. дисс.). Киев, 1963.

Young C. C. On the Insectivora, Chiroptera, Rodentia and Primates other than Sinanthropus from locality I at Choukoutien. Palaeontol. Sinica, 1934, v. VII, fasc. 3.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1966 № 31

И. М. ХОРЕВА

О ФОРАМИНИФЕРАХ ИЗ ПИНАКУЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧУКОТКИ

Четвертичные отложения побережья дальневосточных морей Советского Союза изучены еще недостаточно хорошо. Крайне слабо обоснована стратиграфия этих отложений палеонтологическим материалом, поэтому все находки в них фауны и флоры представляют большой интерес.

В настоящее время широко известны фаунистически охарактеризованные верхнеплейстоценовые морские отложения на побережье Берингова и Охотского морей. В ряде работ имеются указания на наличие здесь более древних четвертичных отложений (Петров, 1963; Втюрин, 1964).

В настоящей статье впервые приводятся результаты изучения фораминифер из нижнеплейстоценовых (пинакульских) отложений Чукотского полуострова. Материалом послужили образцы, собранные О. М. Петровым из естественных обнажений.

Отмывка образцов производилась в чашке с помощью небольшого душа. Для получения результатов, пригодных для сравнения, осуществлялся точный количественный учет фауны на определенную навеску (50 *г*) сухого образца. Распределение и количественное содержание изученных фораминифер приведены на рис. 1, 2. В работе также приведено описание наиболее характерных видов фораминифер.

Отложения пинакульской свиты с размывом залегают на верхнеплиоценовых койнатхунских осадках и перекрываются также с размывом среднеплейстоценовыми отложениями крестовской свиты. Пинакульская свита представлена серыми и желто-серыми песками с линзами и прослоями галечников, серыми и коричневыми суглинками, песчанистыми суглинками и песчанистыми глинами с галькой и валунами. В этих отложениях содержится комплекс моллюсков арктическо-бореального облика (Петров, 1963) с единичными представителями арктических видов (Portlandia arctica siliqua Reeve). В общем списке насчитывается около 50 видов и подвидов, которые живут и ныне в Беринговом море, населяя верхнюю и среднюю литораль. Раковины чаще встречаются в песках. В суглинках и глинах находки фауны более редки. Из этих отложений исследовалась диатомовая флора, представленная здесь арктическими и арктическо-бореальными видами (Жузе, 1962). В спорово-пыльцевом спектре резко преобладают споры зеленых мхов; содержание древесно-кустарниковой и кустарниково-травянистой пыльцы обычно менее 10—20%. Эти спектры характеризуют суровые климатические условия.

На микрофауну было обработано 68 образцов из двух разрезов пинакульской свиты, слагающей террасу, расположенную в заливе Лаврентия. Высота террасы достигает 80—120 *м*. Во всех исследованных образцах обнаружены только секреционные фораминиферы. Раковины фораминифер имеют светло-серую окраску, очень хрупкие. Кроме фораминифер. обнаружены диатомовые водоросли, остракоды, растительные остатки.

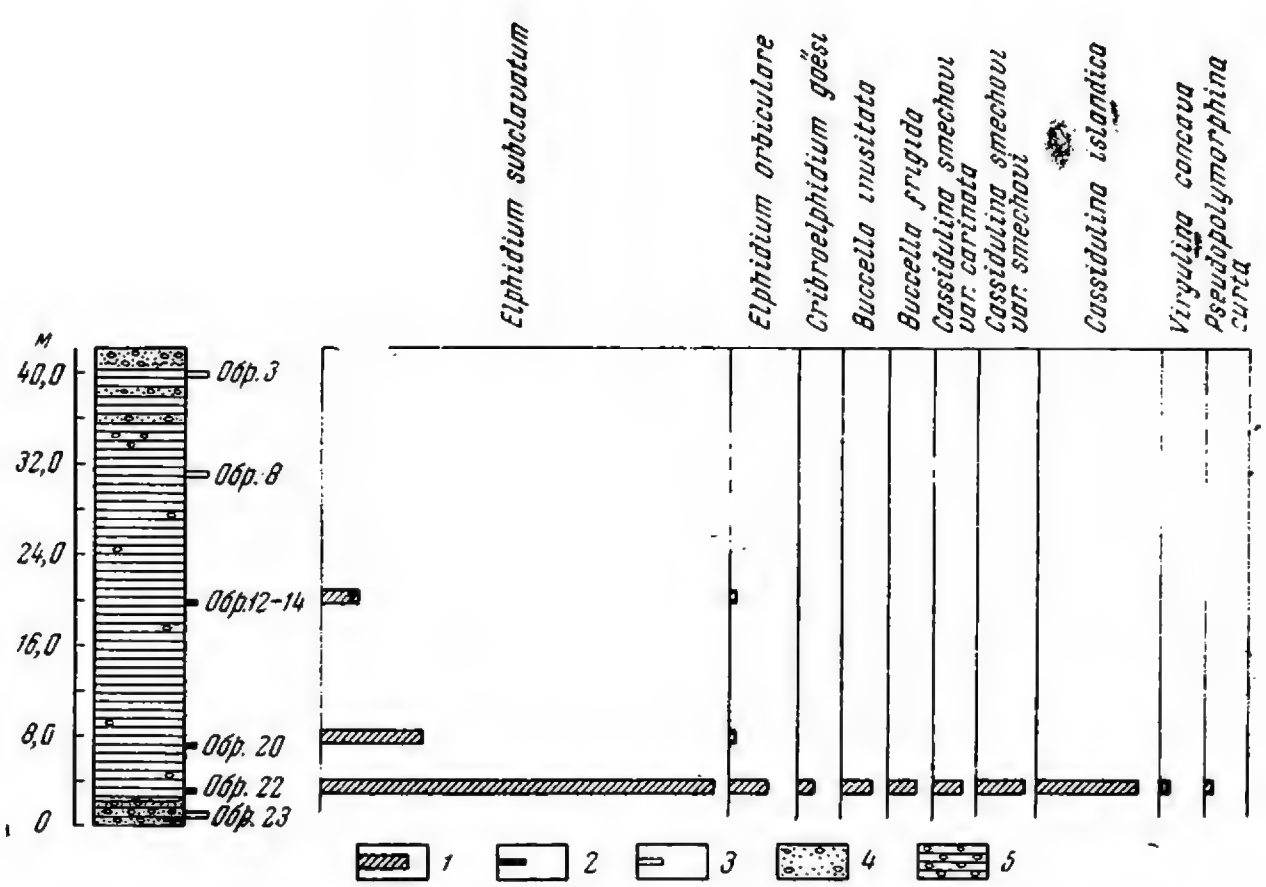


Рис. 1. Распределение фораминифер в разрезе у пос. Пинакуль.

1—10 экземпляров; *2* — образцы с фораминиферами; *3* — образцы без фораминифер; *4* — песок с галькой и валунами; *5* — суглинок с галькой и валунами

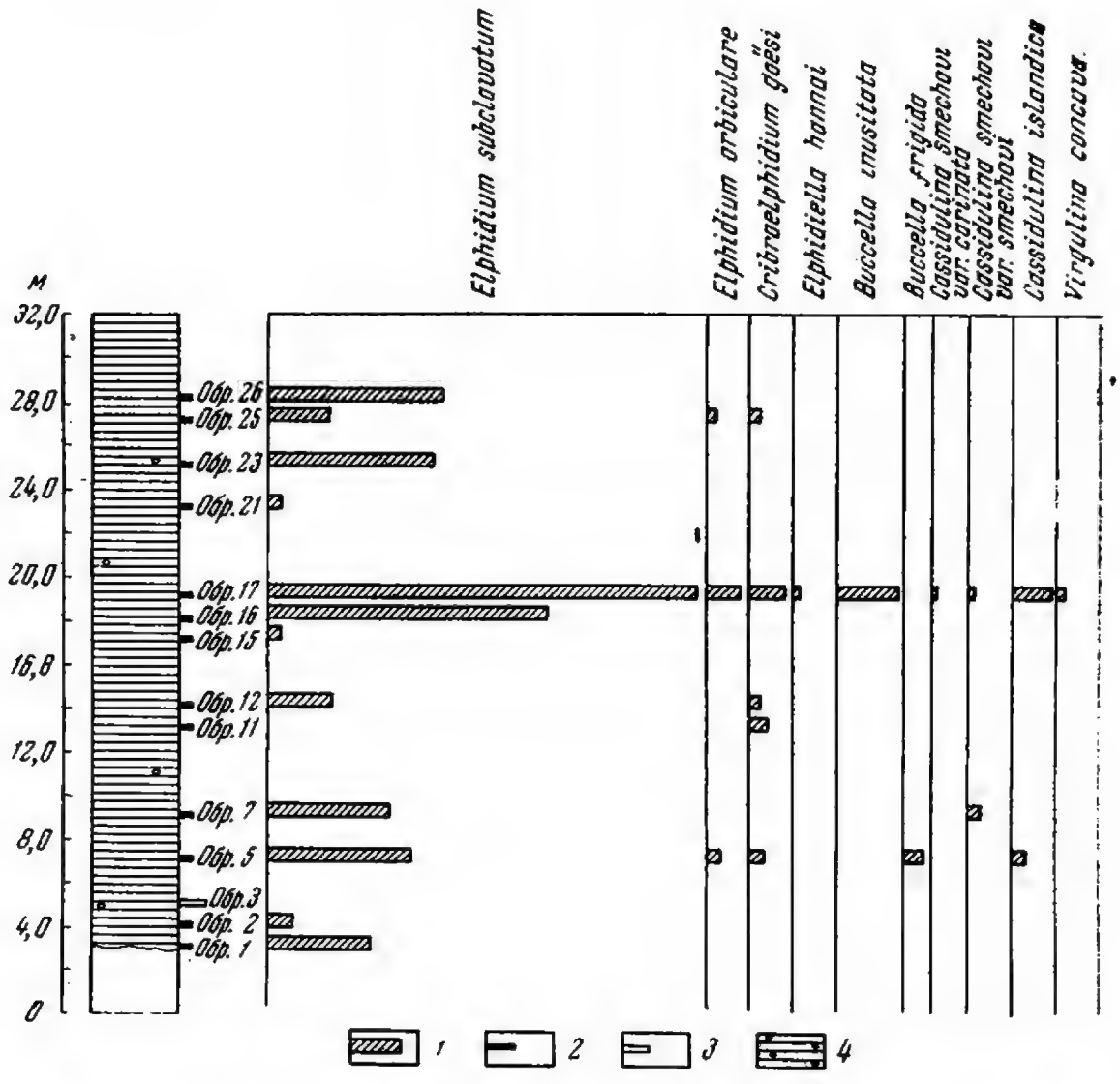


Рис. 2. Распределение фораминифер в разрезе у пос. Лаврентия.

1 —10 экземпляров; *2* — образцы с фораминиферами; *3* — образцы без фораминифер; *4* — суглинок с галькой и валунами

В отношении распределения фораминифер по разрезу наблюдается вполне определенная закономерность — они встречаются, как правило, в тонком глинистом материале и отсутствуют в более грубом, песчаном.

Ниже приводятся данные распределения фораминифер по разрезам. В разрезе (см. рис. 1), расположенном на северо-восточном берегу залива Лаврентия у пос. Пинакуль (по данным О. М. Петрова), снизу вверх наблюдаются:

	Мощность, м
Песок темный, почти черный, с редкой галькой и валунами, переходящий в суглинок тоже с галькой; фораминиферы здесь отсутствуют (обр. 23)	2
Суглинок средний и тяжелый, серый, комковатый, с очень редкой галькой и валунами, в верхней части разреза переслаивается с легким суглинком и песком с галькой; в обр. 22 встречено большое количество фораминифер. Преобладают Elphidium subclavatum Gudina, меньшим числом экземпляров представлены: Cribroelphidium goësi (Stshedrina), Elphidium orbiculare (Brady), Buccella inusitata Andersen, B. frigida (Cushman), Cassidulina smechovi var. smechovi (Voloshinova), C. smechovi var. carinata (Voloshinova), C. islandica Nörvang, Virgulina concava Höglund, Pseudopolimorphina curta Cushman et Ozawa. В обр. 20 число экземпляров и видов резко сокращается. Преобладающим остается вид Elphidium subclavatum Gudina. В обр. 12—14 встречены только Elphidium subclavatum Gudina, E. orbiculare (Brady). Еще выше по разрезу в обр. 8 и 3 фораминиферы отсутствуют	38

В количественном отношении в разрезе у пос. Пинакуль преобладает Elphidium subclavatum Gudina. Вместе с ним, но в меньшем количестве всегда присутствует E. orbiculare (Brady). Наибольшей численности и разнообразия фораминиферы достигают в основании суглинистых осадков, где наряду с вышеназванными видами широко развиты представители уже таких родов, как Buccella, Cassidulina, Astrononion.

В другом разрезе, на юго-восточном берегу зал. Лаврентия южнее пос. Лаврентия (см. рис. 2), снизу вверх обнажается:

	Мощность, м
Суглинок коричневатый и сизовато-серый; толща содержит редкий беспорядочно рассеянный обломочный материал в виде гравия, плохо окатанной гальки и валунов. В нижней части разреза (обр. 1, 2, 5, 7, 11) найдены: Elphidium subclavatum Gudina, E. orbiculare (Brady), Cribroelphidium goësi (Stshedrina), Buccella frigida (Cushman), Cassidulina, smechovi var. smechovi (Voloshinova). В обр. 3 фораминиферы отсутствуют. Выше по разрезу (обр. 17) встречены: Elphidium subclavatum Gudina, E. orbiculare (Brady), Cribroelphidium goësi (Sthedrina), Elphidiella hannai (Cushman et Grant), Buccella frigida (Cushman), Cassidulina smechovi var. carinata (Voloshinova), C. smechovi var. smechovi (Voloshinova), C. islandica Nörvang, Virgulina concava Höglund. В верхней части разреза (обр. 23, 25, 26) уменьшается как число экземпляров, так и число видов	30

В разрезе у пос. Лаврентия преобладает тот же вид Elphidium subclavatum Gudina. Вместе с ним обнаружены C. goësi (Stshedrina), E. orbiculare (Brady). Наряду с этими видами уже в нижней части разреза появляются представители родов Buccella и Cassidulina. Выше (обр. 17) число фораминифер достигает максимума и наибольшего видового разнообразия. В верхней части разреза снова наблюдается обеднение видового состава.

Все фораминиферы, обнаруженные в отложениях пинакульской свиты, являются видами, дожившими до наших дней. Такой характерный вид для этих отложений, как E. subclavatum, относится к арктическо-бореальным видам. Он отмечается в Арктике и повсеместно от Гренландского моря до Красного (Щедрина, 1952) E. subclavatum (по данным Х. М. Саидовой для дальневосточных морей СССР и северо-западной час-

ти Тихого океана) распространен в Тихом океане, Беринговом, Охотском и Японском морях на шельфе при температуре от —1,5 до +2,4° и солености от 33 до 34,5‰ (Саидова, 1961). Он входит в состав комплекса материковой отмели. Широко распространен этот вид в восточной половине Берингова моря на глубинах преимущественно до 50 *м*, где вместе с ним встречен E. subarcticum. Другая массовая форма из исследованных осадков E. orbiculare является также арктическо-бореальным видом, который встречается в Арктике на небольших глубинах (13—100 *м*), а в бореальной области (западное побережье Шотландии, Фарерские острова) представители этого вида отмечались на глубинах от 45 до 1138 *м* (Щедрина, 1952). Этот вид распространен также в Тихом океане, Охотском и Японском морях на шельфе при температуре 0° и солености 33,0—33,5‰ (Саидова, 1961). Встречен он и на востоке Берингова моря, но в меньших количествах, чем E. subclavatum и E. subarcticum (Anderson, 1963). E. orbiculare отмечается также в четвертичных отложениях Западной Сибири, в плиоцене и постплиоцене Англии (Волошинова, 1960). Cribroelphidium goësi широко распространен в арктических и дальневосточных морях. В Чукотском море и Беринговом проливе этот вид обнаружен в довольно значительных количествах на глубинах от 34 до 152 *м* (Щедрина, 1952). В Тихом океане, Беринговом, Охотском, Японском морях Cribroelphidium goësi обнаружен на шельфе при температуре 0—2,4° и солености 33—34‰ (Саидова, 1961). Обнаружен Cribroelphidium goësi также в четвертичных осадках Западной Сибири (Волошинова, 1960). Elphidella hannai, по данным Х. М. Саидовой, найден только в Охотском и Японском морях. Этот вид приурочен в Охотском море к глубинам от 0 до 250 *м* с температурой порядка —1,5° и соленостью 33,5‰. В небольших количествах этот вид встречен у берегов Северной Америки в Беринговом море на глубинах до 50 *м* (Anderson, 1963). Virgulina concava обнаружена в Японском, Охотском морях и в Тихом океане на материковой отмели при температуре 2—2,4° и солености 34—34,3‰ (Саидова, 1961). Cassidulina smechovi var. smechovi обнаружена в Беринговом, Охотском и Японском морях и в Тихом океане при температурах от —1,5 до +2° и солености 33,5‰ (Саидова, 1961). C. smechovi var. carinata найдена в Тихом океане, Беринговом, Охотском и Японском морях в зоне шельфа. Buccella frigida в Беринговом море обнаружена от мыса Наварин до мыса Олюторский (Саидова, 1961). По данным Н. А. Волошиновой, B. frigida распространена в арктических морях, в Тихом и Атлантическом океанах вдоль берегов Северной Америки до широты 38—39° с. ш. Встречается на небольших глубинах (до 100 *м*). Этот вид встречен также в плиоцене (в средней и верхней частях нутовской свиты) Сахалина и в плиоцене Камчатки. В восточной половине Берингова моря B. frigida также имеет широкое распространение (Anderson, 1963). B. inusitata найдена в Беринговом море на одной станции в единичном экземпляре (Саидова, 1961). У берегов Северной Америки (штат Вашингтон) этот вид обнаружен и в четвертичных осадках Баренцова моря (Волошинова, 1960). Astrononion gallowayi, по данным Н. А. Волошиновой, распространен в арктических морях и в северных частях Атлантического и Тихого океанов. Pseudopolymorphina curta обнаружена в восточной части Берингова моря на глубине до 50 *м* (Anderson, 1963).

В комплексе фораминифер пинакульской свиты представлена незначительная часть из числа ныне живущих видов (10 видов и 2 подвида фораминифер). В настоящее время в западной половине Берингова моря обнаружено 77 видов фораминифер (Саидова, 1961). Обращает также на себя внимание отсутствие в пинакульской свите ряда видов, широко распространенных сейчас в этих широтах, например Elphidiella arctica. На-

ряду с этим в пинакульском комплексе появляются представители такого рода, как Astrononion, характерного только для четвертичного времени (Anderson, 1963). Совсем отсутствуют в отложениях пинакульской свиты песчаные фораминиферы, что связано, с малыми глубинами бассейна, возможным опреснением его, а также сравнительно низкими температурами, так как известно, что расширение ареала известковых фораминифер при одновременном сокращении в этих же районах ареала песчаных фораминифер наблюдается в ледниковые периоды (Саидова, 1964).

Наиболее вероятным стратиграфическим аналогом пинакульской свиты является полуйская свита, развитая на севере Западно-Сибирской низменности, в которой В. И. Гудиной обнаружены Cribroelphidium orbiculare, C. göesi, Elphidium subclavatum, Cassidulina islandica (Гудина, 1963, 1964 *а, б*). Все эти виды фораминифер встречены и в пинакульских отложениях.

Фораминиферы из пинакульской свиты значительно отличаются по систематическому составу от фораминифер из третичных отложений Сахалина и Камчатки (Волошинова, 1961; Серова, 1961). Отличаются они также от третичных фораминифер, обнаруженных Р. Тодд в Картер-Крик на северо-востоке Аляски (Todd, 1957). Из 38 видов фораминифер в Картер-Крик нет ни одного общего с фораминиферами из пинакульских отложений. Здесь можно говорить лишь об общности родов.

В районе Нома на п-ве Сьюард (Аляска) найдены фораминиферы в беринги йских (верхний плиоцен — нижний плейстоцен) и анвильских (нижний плейстоцен) слоях. В анвильских слоях определены фораминиферы: Elphidium oregonense, E. orbiculare, E. clavatum, E. subarcticum, E. pauciloculum, E. articulatum, Buccella frigida. Три вида (E. orbiculare, E. clavatum, Buccella frigida) являются общими с видами из пинакульских отложений. Из морских глин аналогичного возраста у Кивалина (320 *км* севернее Берингова пролива на берегу Чукотского моря) Р. Тодд определил: Elphidiella nitida, Elphidium clavatum, E. orbiculare, E. subarcticum, из которых 2 вида (E. clavatum, E. orbiculare) — общие с видами пинакульской свиты. Очевидно, в анвильских слоях обнаружены наиболее древние из четвертичных и наименее разнообразные в систематическом отношении фораминиферы, с которыми и можно сравнивать фораминиферы из пинакульских отложений Чукотки.

Таким образом, изучение пинакульских отложений с точки зрения содержания и распределения в них фораминифер позволило впервые для этого района дать их микропалеонтологическую характеристику. В разрезах у пос. Пинакуль и пос. Лаврентия преобладающим видом комплекса является E. subclavatum, вместе с которым обнаружены E. orbiculare и Cribroelphidium goësi. В нижней части разреза у пос. Пинакуль фораминиферы отсутствуют, а в аналогичной части разреза у пос. Лаврентия видовой состав комплекса отличается однообразием. Кроме преобладающих здесь видов E. subclavatum, E. orbiculare и Cribroelphidium goësi, встречены представители родов Buccella и Cassidulina. В средней части обоих разрезов фораминиферы достигают наибольшей численности и разнообразия. Наряду с E. subclavatum, E. orbiculare, Cribroelphidium goësi здесь встречаются Buccella frigida, B. inusitata, Virgulina concava, Pseudopolymorphina curta, Cassidulina smechovi var. smechovi, и др. В верхней части разреза (у пос. Лаврентия) наблюдается обеднение видового состава и уменьшение количества видов. Характеризуя фауну фораминифер в целом, можно назвать этот комплекс мелководным и холодноводным. Для него типично преобладание видов, доживающих до наших дней. Данные, полученные по фораминиферам, подтверждают предположение О. М. Петрова об оледенении в пинакульское время.

ОТРЯД ROTALIIDA

Н/СЕМ. DISCORBIDAE

СЕМ. DISCORBIDAE

П/СЕМ. EPONIDINAE

Род Buccella, 1952

Buccella frigida Cushman
(табл. II, *10*, *10а*)

Palvinulina frigida; Cushman, 1922; p. 19, pl. 144. Buccella frigida; Волошинова, 1960, табл. VI, рис. 1а — в, 3а — в, 4, 5а — в, 6а — в; Eponides frigidus; Саидова 1961, табл. XIX, фиг. 131.

Оригинал № 10 хранится в коллекции Геологического института АН СССР, происходит из четвертичных отложений Чукотки.

Описание. Раковина с округлым контуром, более выпуклая с брюшной стороны. Спинная сторона плоская или слабовыпуклая. Спираль состоит из 2,5 оборотов. В последнем обороте 5—6 камер. Периферический край заостренный, слабоволнистый. Швы на спинной стороне широкие, плоские, резко изогнутые назад у периферического края, где переходят в широкую полосу периферического окаймления. На брюшной стороне швы слабо углубленные. Пупочная область, устьевая поверхность последней камеры и швы покрыты зернистым веществом. Основное и дополнительные устья обычно не видны. Камеры с брюшной стороны имеют форму треугольников. Размеры: диаметр — 0,15 *мм*, толщина — 0,10 *мм*.

Вид Buccella frigida близок к форме этого вида, известного из третичных отложений Сахалина, Камчатки. Отличается несколько меньшими размерами. Иногда отличается несколько более выпуклой спинной стороной по сравнению с брюшной и слегка изогнутыми швами. Наряду с этими раковинами встречаются экземпляры с прямыми швами, которые очень близки к форме, распространенной в Баренцовом море.

Распространение. Современный вид B. frigida встречается в морях Арктики, в Тихом и Атлантическом океанах. В ископаемом состоянии этот вид известен из третичных отложений Сахалина, Камчатки, из постплиоценовых отложений Америки, из эльстер-заальских отложений Шлезвиг-Гольштейна (ФРГ). В пинакульских отложениях Чукотки обнаружено небольшое количество экземпляров B. frigida.

Buccella inusitata Andersen
(табл. II, *7*, *7а*)

Buccella inusitata; Andersen, 1952, pl. 148, fig. 10a — c; 11a — c; Волошинова, 1960, табл. VII, рис. 1а — в, 2, 3, 4, 5, табл. VIII, рис. I. Eponides inusitata; Саидова, 1961, табл. XXXI, фиг. 217.

Оригинал № 7 хранится в коллекции Геологического института АН СССР, происходит из четвертичных отложений Чукотки.

Описание. Раковина округлая, чаще двояковыпуклая. Иногда спинная сторона более выпуклая, а брюшная — слабовыпуклая или почти плоская. Раковина состоит из трех оборотов. В последнем обороте 7 камер. Периферический край заостренный. На спинной стороне швы плоские, на брюшной стороне — широкие, на всем протяжении одинаковой шири-

ны. Камеры слабовыпуклые, за исключением двух последних. Пупочная область, швы — покрыты зернистым веществом. Основное устье и дополнительные не видны, так как они тоже закрыты зернистым веществом. Стенка довольно толстая, со спинной стороны гладкая, мелкопористая, прозрачная, с брюшной стороны — более крупнопористая. Размеры: диаметр — 0,40 *мм*, толщина — 0,20 *мм*.

Вид Buccella inusitata близок к B. hannai (Phleger et Parker). Отличается меньшим числом камер в последнем обороте, гладкой мелкопористой спинной поверхностью и более крупнопористой — брюшной. Данный вид напоминает и B. frigida Cushman, от которого отличается более крупным размером, бóльшим числом камер, расположением дополнительных устьев. Дополнительные устья у B. inusitata располагаются вдоль брюшных швов у самого периферического края, а у B. frigida — на швах, на брюшной стороне, но на некотором расстоянии от периферического края.

Распространение. Современный вид Buccella inusitata известен в Тихом океане. В ископаемом состоянии B. inusitata встречается в четвертичных отложениях Баренцова моря. В пинакульской толще Чукотки обнаружено небольшое количество экземпляров B. inusitata.

СЕМ. ELPHIDIIDAE

П/СЕМ. CRIBROELPHIDINAE

Род Cribroelphidium Cushmanet Bronnimann, 1948

Cribroelphidium goësi (Stshedrina)

(табл. II, *12*, *12а*)

Cribroelphidium goësi; Волошинова, 1958, табл., VI, фиг. 4а, б—6а, б; Cribroelphidium goësi; Саидова, 1961, табл. XXIV, фиг. 166.

Оригинал № 12 хранится в коллекции Геологического института АН СССР, происходит из четвертичных отложений Чукотки.

Описание. Раковина слегка вытянутая, сжатая с боков. Периферический край волнистый, широко закругленный. В последнем обороте 9—11 камер. Довольно широкая вдавленная пупочная область. Швы изогнутые, с одним рядом ямок, доходят до центра. Устье состоит из многочисленных отверстий, расположенных в один ряд в основании устьевой поверхности. Иногда эти отверстия соединяются, образуя длинную неровную щель. На самой поверхности располагаются дополнительно круглые отверстия. Стенка довольно тонкая, гладкая. Размеры: диаметр — 0,40—0,60 *мм*, толщина — 0,25—0,30 *мм*.

Cribroelphidium goësi идентичен этому же виду из четвертичных отложений Западной Сибири. Он близок к Cribroelphidium vulgare (Voloshinova), от которого отличается более волнистым периферическим краем, несколько более широкой пупочной областью, более изогнутыми швами.

Распространение. Современный вид Cribroelphidium goësi распространен в морях Арктики. В ископаемом состоянии он известен из четвертичных отложений Западной Сибири. В пинакульской толще Чукотки обнаружено довольно значительное количество экземпляров Cribroelphidium goësi.

Род Elphidiella Cushman, 1936

Elphidiella hannai (Cushman et Grant)

(табл. II, *11*, *11а*)

Elphidiella hannai Cushman, 1941, pl. 9, fig. 5—6.

Оригинал № 11 хранится в коллекции Геологического института АН СССР, происходит из четвертичных отложений Чукотки.

Описание. Раковина дисковидная. Периферический край слегка волнистый, сжат, но не острый. В последнем обороте 9 камер. Камеры треугольные. Они неравномерно и незначительно увеличиваются в размерах. Швы несколько углубленные, слабо изогнутые. Раковина выпуклая в пупочной области. Пупок плоский. Устьевая поверхность имеет вид несколько вытянутого треугольника, в основании которого располагаются круглые отверстия в один ряд. Стенка гладкая, мелкопористая. Размеры: диаметр — 0,70 *мм*, толщина — 0,39 *мм*.

Данная форма близка к аналогичному виду из Охотского и Японского морей. Отличается только меньшим числом камер в последнем обороте (9 вместо 14—15). Elphidiella hannai близка также к E. katangliensis (Voloshinova et Borovleva), от которой резко отличается отсутствием характерной сложной скульптуры.

Распространение. Современный вид E. hannai встречается только в Охотском и Японском морях. В ископаемом состоянии E. hannai известна из плиоценовых и плейстоценовых отложений Калифорнии. В пинакульской толще Чукотки E. hannai обнаружена в очень незначительном количестве.

П/СЕМ. ELPHIDINAE

Род Elphidium Monfort, 1808

Elphidium subclavatum Gudina

(табл. I, *3*, *3а*)

Elphidium incertum var. clavatum; Cushman, 1930, pl. 20, fig. 10; Elphidium incertum Щедрина, 1953, т. XIII, стр. 15; Elphidium incertum var. clavatum Щедрина, 1953 (там же); Elphidium subclavatum Гудина, 1964а, № 9.

Оригинал № 3 хранится в коллекции Геологического института АН СССР, происходит из четвертичных отложений Чукотки.

Описание. Раковина округлая, несколько сжатая с боков. Периферический край слегка волнистый, закругленный. Последний оборот состоит из 11—13 камер. Камеры выпуклые, постепенно увеличивающиеся в размерах. Пупочная область очень узкая, плоская, с ясно выраженной шишкой. Швы изогнуты. Устьевая поверхность выпуклая. Устье состоит из мелких округлых отверстий, расположенных в ряд, в основании септы. Стенка тонкая, гладкая. Размеры: диаметр — 0,42—0,67 *мм*, толщина — 0,20—0,30 *мм*.

Elphidium subclavatum близок к E. incertum из эльстер-заальских отложений Шлезвиг-Гольштейна. Отличается большим числом камер (11—13 вместо 8—12) и толщиной стенки. Представители этого вида из пинакульских отложений отличаются от голотипа из четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности также большим числом камер (11—13 вместо 10—11).

Распространение. Современный вид E. subclavatum широко распространен, преимущественно в холодноводных бассейнах. В ископаемом

состоянии E. subclavatum известен из эльстер-заальских отложений Шлезвиг-Гольштейна, из четвертичных отложений Западной Сибири. Большое количество экземпляров этого вида обнаружено в пинакульской толще Чукотки.

Elphidium orbiculare (Brady)[1]

(табл. I, 1, 1а)

Nonionina orbicularis H. B.; Brady, 1884, pl. 109, fig. 20, 21. Elphidium orbiculare Loeblich a. Tappan, 1953, vol. 121, 7; Nonion orbiculare Щедрина, 1958; вып. V; Elphidium orbiculare; Саидова, 1961, табл. XIV, фиг. 165.

Оригинал № 1 хранится в коллекции Геологического института АН СССР, происходит из четвертичных отложений Чукотки.

Описание. Раковина круглая, почти шаровидная, иногда слабо сжатая с боковых сторон. Периферический край широко закругленный, иногда слабоволнистый. В последнем обороте 8—10 камер, реже 11. Камеры выпуклые, постепенно увеличивающиеся в размерах. Швы изогнутые, углубленные, главным образом в области пупка. Устьевая поверхность сердцевидной формы. Устье состоит из округлых отверстий, расположенных в один ряд в основании устьевой поверхности. Размеры: диаметр — 0,30—0,49 *мм*, толщина — 0,20—0,36 *мм*.

Данный вид сходен с Nonion orbiculare из эльстер-заальских отложений Шлезвиг-Гольштейна. Отличается только большим числом камер (8—10, иногда 11 вместо 7—9, чаще 8) и более шаровидной раковиной.

Распространение. Вид Elphidium orbiculare широко распространен в морях Арктики, Тихом океане, Охотском и Японском морях. В ископаемом состоянии этот вид известен из четвертичных отложений Западной Сибири, из эльстер-заальских отложений Шлезвиг-Гольштейна. Довольно значительное количество экземпляров E. orbiculare обнаружено в пинакульской толще Чукотки.

СЕМ. Nonionidae

П/СЕМ Nonioninae

Род Astrononion Cushman et Edwards, 1937

Astrononion gallowayi Loeblich et Tappan

(табл. I, *6*, *6а*)

Astrononion gallowayi; Loeblich a. Tappan, 1953, pl. 17, fig. 4—7; Волошинова, 1958, табл. II, фиг. 1 а, б.

Оригинал № 6 хранится в коллекции Геологического института АН СССР, происходит из четвертичных отложений Чукотки.

Описание. Раковина сжата с боков. Периферический край закругленный, слегка волнистый. Швы углубленные, изогнутые. Пупочная область широкая, вогнутая. Дополнительные камеры образуют в пупочной области подобие звездообразной фигуры. На периферии одной из дополнительных камер видно щелевидное устье, открывающееся наружу. На одной из камер с обеих сторон у периферического края имеются две

[1] Большая часть исследователей относила этот вид к роду Nonion (Nonionina). Лоеблих и Таппан на основании радиально-лучистой микроструктуры стенки отнесли его к роду Elphidium. У Elphidium orbiculare отсутствуют ретральные отростки, характерные для этого рода, поэтому вопрос о родовой принадлежности этого вида нельзя считать окончательно решенным.

узкие щели, которые ведут в дополнительные камеры. Дополнительные камеры сообщаются как с внешней средой, так и с основными камерами. Размеры: диаметр — 0,30 *мм*, толщина — 0,15 *мм*.

Astrononion gallowayi близок к аналогичному виду из эльстер-заальских отложений Шлезвиг-Гольштейна. Отличается несколько меньшими размерами.

Распространение. Современный вид распространен в морях Арктики, в северных частях Атлантического и Тихого океанов. В ископаемом состоянии данный вид известен из эльстер-заальских отложений Шлезвиг-Гольштейна. Единичные экземпляры A. gallowayi обнаружены в пинакульской толще Чукотки.

ОТРЯД BULIMINIDA

СЕМ. BULIMINIDA

П/СЕМ. VIRGULINIAE

Род Virgulina Orbigni, 1826

Virgulina concava Höglund
(табл. I, *2*)

Virgulina concava Höglund, 1947, p. 257, pl. 23, fig. 3, 4; Саидова, 1961, табл. XXIV, фиг. 171.

Оригинал № 2 хранится в коллекции Геологического института АН СССР, происходит из четвертичных отложений Чукотки.

Описание. Раковина удлиненная, расширяющаяся к устьевому концу. В каждом ряду 5—6 камер. Камеры сильно выпуклые, заостряющиеся к устьевому концу. Швы углубленные, узкие. Устье петлевидное. Размеры: высота — 0,77 *мм*.

Virgulina concava близка к аналогичному виду из четвертичных отложений Западной Сибири. Отличается от него бо́льшими размерами, более выпуклыми камерами. Этот вид сходен также с V. loeblichi Feyling — Hanssen из позднечетвертичных отложений окрестностей Осло-Фьорда.

Распространение. Современный вид V. concava известен в Охотском, Японском морях и в Тихом океане. В ископаемом состоянии встречается в четвертичных отложениях Западной Сибири, в позднечетвертичных отложениях в окрестностях Осло-Фьорда. Единичные экземпляры V. concava обнаружены в пинакульской толще Чукотки.

СЕМ. CASSIDULINIDAE

Род Cassidulina Orbigni, 1826

Cassidulina smechovi var. smechovi (Voloschinova)
(табл. I, *5*, *5а*)

Cassidulina smechovi var. smechovi Волошинова, 1952, стр. 90, фиг. 1—2; Саидова, 1961, табл. XXIX, фиг. 200.

Оригинал № 5 хранится в коллекции Геологического института АН СССР, происходит из четвертичных отложений Чукотки.

Описание. Раковина несколько сжатая с боковых сторон, которая постепенно утолщается от периферического края к пупочной области,

с отчетливым килем. Периферический край ровный или слегка волнистый. Камеры постепенно суживаются к пупочной области, не доходя до центра. Щелеобразное узкое устье расположено на боковой стороне последней камеры. Размеры: диаметр — 0,35—0,46 *мм*, толщина — 0,15—0,35 *мм*.

Вид Cassidulina smechovi var. smechovi близок к C. norcrossi (Cushman). Отличается несколько бо́льшими размерами, более волнистым периферическим краем.

Распространение. Современный вид C. smechovi var. smechovi распространен в Беринговом, Охотском и Японском морях, в Тихом океане. В небольшом количестве обнаружен в пинакульской толще Чукотки.

Cassidulina smechovi var. carinata (Voloshinova)
(табл I, *4*, *4а*)

Cassidulina smechovi var. carinata; Волошинова, 1952, стр. 91, табл. 2, рис. 4а, б.

Оригинал № 4 хранится в коллекции Геологического института АН СССР, происходит из четвертичных отложений Чукотки.

Описание. Раковина округлая, с отчетливым килем, который в виде широкой полосы оконтуривает раковину. Камеры прямые, широкие у периферического края, но суживающиеся к центру раковины. Швы плоские, широкие, двуконтурные. Пупочная область выпуклая. Устье имеет вид узкой щели, которая располагается параллельно периферическому краю. Стенка тонкая, прозрачная. Размеры: диаметр — 0,50 *мм*, толщина — 0,20 *мм*.

Cassidulina smechovi var. carinata близка к аналогичному современному виду, обитающему в Тихом океане, Беринговом, Охотском и Японском морях. Отличается от него более широким килем и меньшими размерами.

Распространение. Современный вид C. smechovi var. carinata распространен в Беринговом, Охотском, Японском морях, в Тихом океане. В ископаемом состоянии этот вид известен из третичных отложений Сахалина. В небольшом количестве C. smechovi var. carinata обнаружен в пинакульской толще Чукотки.

Cassidulina islandica Nörvang
(табл. II, *9*, *9а*)

Cassidulina islandica Nörvang, 1945, Abb. S. 42, fig. 7.

Оригинал № 9 хранится в коллекции Геологического института АН СССР, происходит из четвертичных отложений Чукотки.

Описание. Раковина округлая. В поперечном сечении довольно толстая. Край закругленный, слегка волнистый. Видимое число камер последнего оборота составляет 4. Камеры быстро возрастают. Устье имеет вид узкой щели, которая почти параллельна внешнему краю. Размеры: диаметр — 0,15 *мм*, толщина — 0,10 *мм*.

Вид Cassidulina islandica близок к аналогичному виду из четвертичных отложений Западной Сибири. Отличается от него несколько меньшими размерами. Сходен данный вид и с C. islandica из эльстер-заальских отложений Шлезвиг-Гольштейна, от которой отличается тоже меньшими размерами.

Распространение. Вид C. islandica известен из четвертичных отложений Западной Сибири, из эльстер-заальских отложений Шлезвиг-Гольштейна. В небольшом количестве C. islandica встречена в пинакульской толще Чукотки.

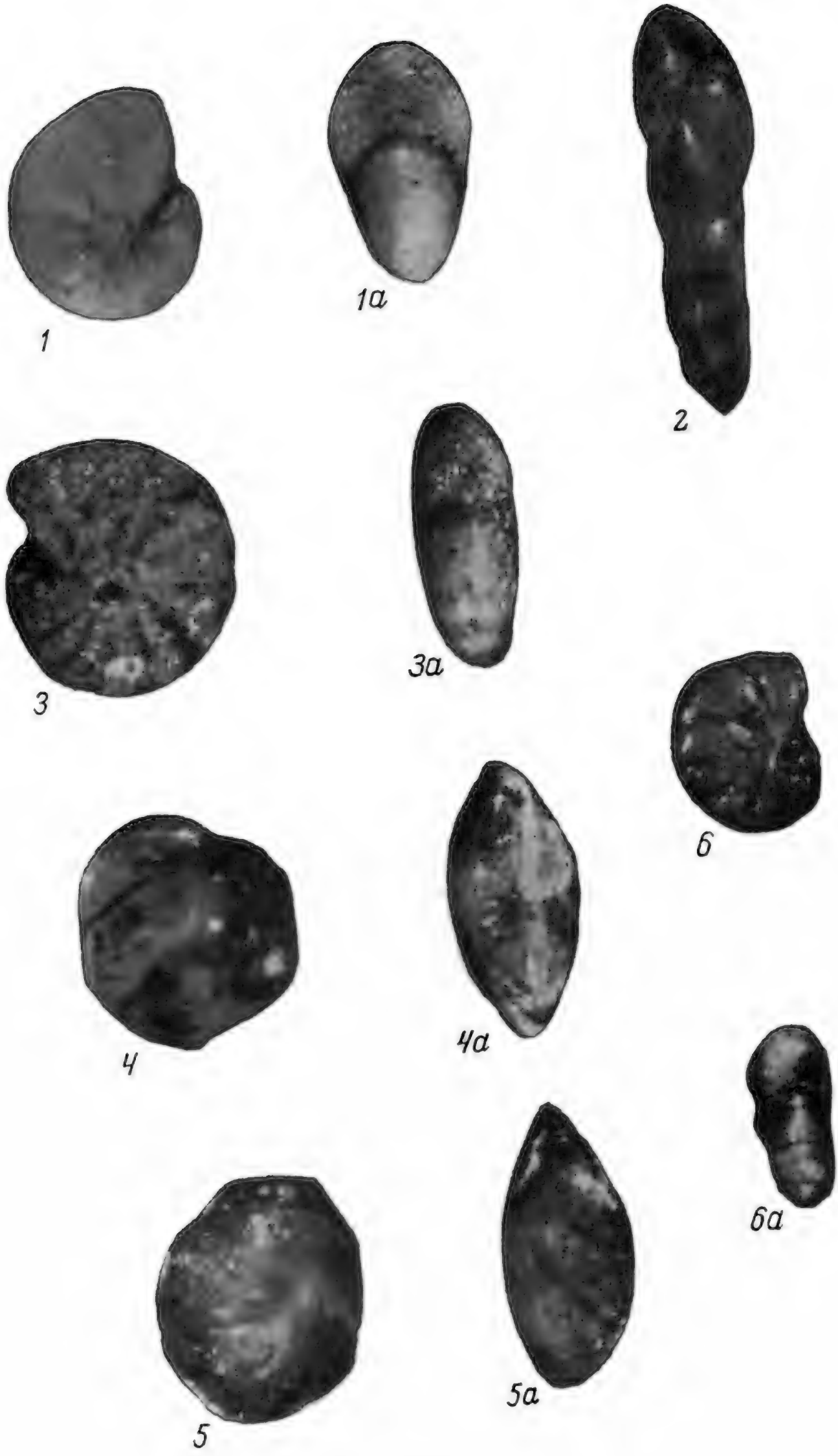


Таблица I

1 — **Elphidium orbiculare Brady, ×75; *1a* — E. orbiculare Brady, вид сбоку, ×75; *2* — Virgulina concava Höglund, ×75; *3* — Elphidium subclavatum Gudina, ×75; *3a* — E. subclavatum Gudina, вид сбоку, ×75; *4* — Cassidulina smechovi var. carinata Voloschinova, ×75; *4a* — C. smechovi var. carinata Voloschinova, вид сбоку, ×75; *5* — C. smechovi var. smechovi Voloschinova, ×75; *5a* — C. smechovi var. smechovi Voloschinova, вид сбоку, ×75, *6* — Astrononion gallowayi Loeblich et Tappan, ×75; *6a* — A. gallowayi Loeblich et Tappan, вид сбоку, ×75**

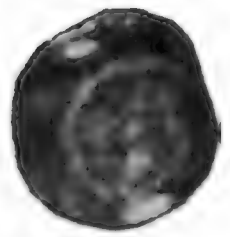
7

7a

8

12

12a


10

11a

11

10a

9

9a

Таблица II

7 — Buccella inusitata Andersen, × 75; *7a*; — B. inusitata Andersen, вид сбоку, × 75; *8* — Pseudopolymorphina curta Cushmad et Ozama, × 100; *9* — Cassidulina islandica Norvang, × 100; *9a* — C. islandica Nörv. and, вид сбоку, × 700; *10* — Buccella frigida Cushman, × 100; *10a* — B. frigida Cushman, вид сбоку, × 100; *11* — Elphidiella hannai Cushman, × 50; *11a* —E. hannai Cushman, вид сбоку, × 50; *12*— — Cribroelrhidium goësi Stschedrina, × 50; *12a* — Cribroelphidium goësi Stschedrina, вид сбоку, × 50

ОТРЯД LAGENIDA

СЕМ. POLYMORPHINIDAE

П/СЕМ. POLYMORPHININAE

Род Pseudopolymorphina, 1928

Pseudopolymorphina curta Cushman et Ozawa
(табл. II, *8*)

Pseudopolymorphina curta Cushman a. Ozawa, 1930, vol. 77. Art. 6, p. 105, pl. 27, fig. 3a, b; Cushman a. Todd, 1947, vol. 23, p. 63.

Оригинал № 8 хранится в коллекции Геологического института АН СССР, происходит из четвертичных отложений Чукотки.

Описание. Раковина овальная, несколько сжатая. С концов закругленная. Периферический край ровный. Камер мало. Ширина их почти равна длине. Швы незначительно углублены, часто неясны. Устье лучистое. Стенка тонкая, гладкая. Размеры: высота — 0,35 *мм*, ширина — 0,20 *мм*.

Pseudopolymorphina curta близка к аналогичному виду из четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности. Отличается от нее меньшими размерами.

Распространение. Современный вид P. curta обитает в морях Арктики. В ископаемом состоянии этот вид известен из четвертичных отложений Западной Сибири. Единичные экземпляры P. curta встречены в пинакульской толще Чукотки.

ЛИТЕРАТУРА

Волошинова Н. А. Кассидулиниды.— В сб. «Ископаемые фораминиферы СССР», новая серия, вып. 63. М., Госгеолтехиздат, 1952.

Волошинова Н. А. О новой систематике нонионид.— Микрофауна СССР, 1958, сб. IX.

Волошинова Н. А. Род Buccella Andersen и его виды из неогена Сахалина.— Микрофауна СССР, 1960, сб. XI.

Волошинова Н. А. Расчленение неогена северо-восточной части Сахалина по фауне фораминифер.— В кн. «Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР». М., Гостоптехиздат, 1961.

Втюрин Б. И. Криогенное строение четвертичных отложений. Изд-во АН СССР, 1964.

Гудина В. И. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Нижнего Приобья.— Геол. и геофизика, 1963, № 12.

Гудина В. И. Стратиграфические расчленения четвертичных отложений в районе Мужинского Урала.— Труды Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР, 1964а, вып. 9.

Гудина В. И. Некоторые эльфидииды из четвертичных отложений севера Западно-Сибирской низменности.— Геол. и геофизика, 1964б, № 9.

Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. Изд-во АН СССР, 1962.

Петров О. М. Стратиграфия четвертичных отложений южной и восточной части Чукотского полуострова.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1963, № 28.

Саидова Х. М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. Изд-во АН СССР, 1961.

Саидова Х. М. Распределение донных фораминифер и стратиграфия осадков в северо-восточной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанологии, 1964, т. XVIII.

Серова М. Я. Микропалеонтологическое обоснование разреза третичных отложений западного побережья Камчатки.— В кн. «Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР». М., Гостоптехиздат, 1961.

Щедрина З. Г. Фораминиферы (Foraminifera) Чукотского моря и Берингова пролива.— В сб. «Крайний северо-восток СССР», т. 2. Изд-во АН СССР, 1952.

Щедрина З. Г. Новые данные по фауне фораминифер Охотского моря и ее распределение.— Труды Зоол. ин-та АН СССР, 1953, т. XIII.
Щедрина З. Г. Фауна фораминифер (Foraminifera) морских вод Южного Сахалина и южных Курильских островов.— Исслед. дальневосточных морей СССР, 1958, вып. V.

Andersen H. V. Buccella, a new genus of the rotalid foraminifera.— J. Washington Acad. Sci., 1952, v. 42.
Anderson G. J. Distribution patterns of recent foraminifera of the Bering Sea.— Micropaleontology, 1963, v. 42.
Brady H. B. Report on the foraminifera dredged by H. M. S. «Challenger» during the years 1873—1876. Rept. Scient. Results Explor. Challenger, 1884.
Cushman J. A. Results of the Hudson Bay Expedition, 1920, 1. The foraminifera. Contribs to Canadian Biology, 1922.
Cushman J. A. Some fossil foraminifera from Alaska.— Contribs Cush. Lab. Foram. Res., 1941, v. 17.
Cushman J. A. a. Cole W. S. Pleistocene foraminifera from Maryland.— Contribs Cushman Lab. Foram. Res., 1930, v. 6.
Cushman I. A. a. Ozawa Y. A monograph of the foraminiferal family Polymorphinidae, recent and fossil.— Proc. U. S. Nat. Mus., 1930, v. 77.
Cushman I. A. a. Todd R. A. foraminiferal fauna from Amchitka Island, Alaska. Contribs Cushman Lab. Foram. Res., 1947, v. 23.
Feyling-Hanssen R. W. Foraminifera in Late Quaternary deposits from the Oslofjord area.— Norges geol. undersök., 1964, N 225.
Höglund H. Foraminifera in the Gullmar Fjord and the Skagerak.— Zool. Bidr. from Uppsala, 1947, v. 26.
Loeblich A. R. a. Tappan H. Studies of Arctic foraminifera.— Smithsonian Misc. Collect., 1953, v. 121, N 7.
Nörvang A. Foraminifera. In: The Zoology of Iceland, v. 2, 1945.
Todd R. Foraminifera from Carter Creek, Northeastern Alaska.— U. S. Geol. Surv. Paper, 294-F, 1957.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

1966 № 31

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

Э. ЛИЙВРАНД и И. ВАЛЬТ

РЕЗУЛЬТАТЫ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА МЕЖМОРЕННЫХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ОСТРОВЕ ПРАНГЛИ

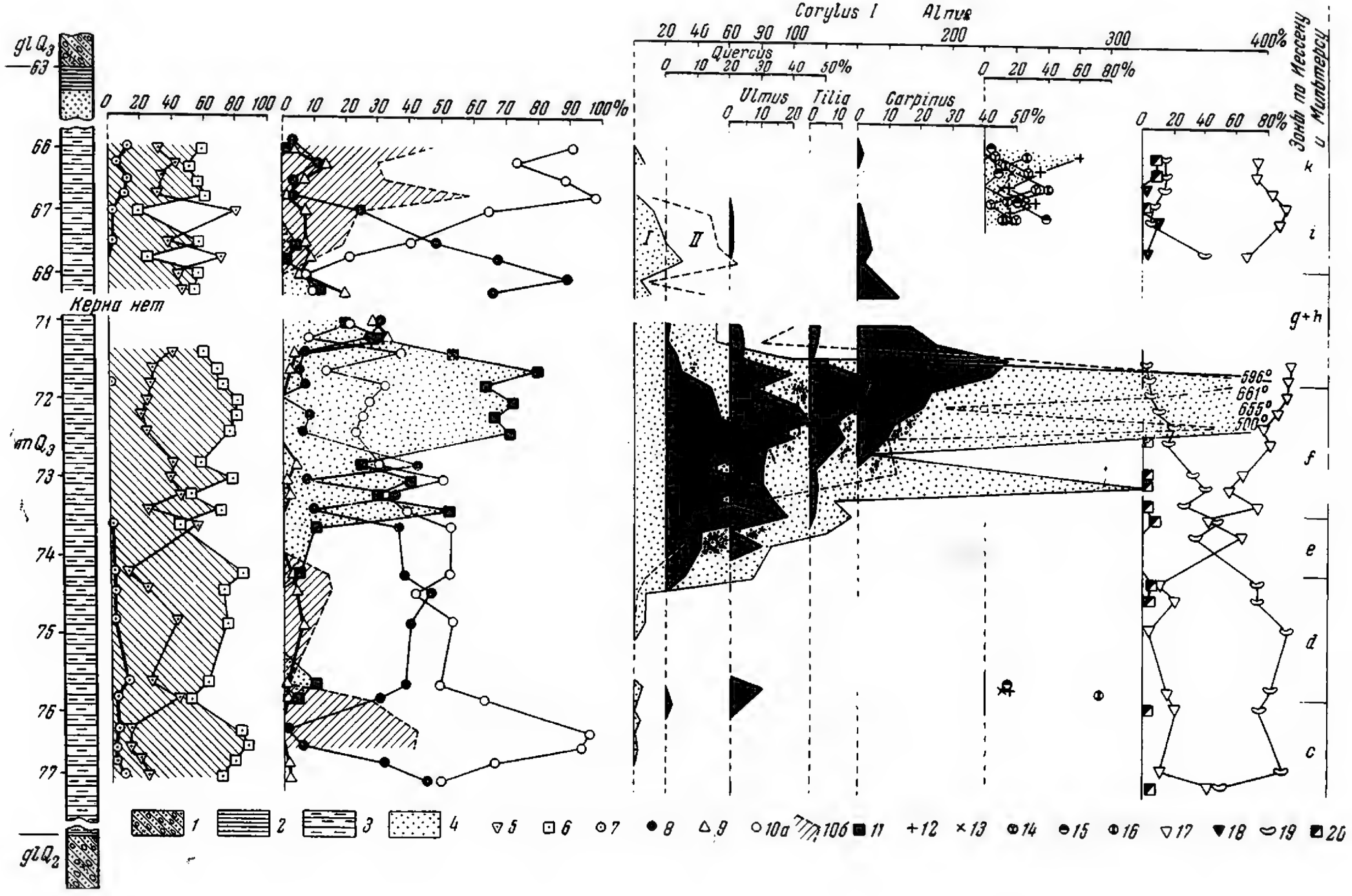
(Эстония)

Сведения об органогенных, возможно межледниковых, отложениях на островах севернее города Таллина давно уже имеются в литературе (Orviku, 1937; Thomson, 1941). На о-ве Прангли для разведки газа пробурено несколько скважин, обнаруживших горизонт межморенных темно-серых морских суглинков (Kajak, 1961). Часть из них подвергалась диатомовому и спорово-пыльцевому анализу. В 1962 г. Е. А. Черемисинова (см. Знаменская, 1962) выполнила диатомовые анализы из скважин 4, по данным которой соответствующие отложения считаются микулинскими. Такие же результаты дал и спорово-пыльцевой анализ из скважин 4 и 6.

В скважине 6 морские отложения, содержащие споры и пыльцу, находятся в интервале 66,0—77,2 *м*, в скважине 4 — на глубине 67,0—72,8 *м*. Рассмотрим подробнее спорово-пыльцевую диаграмму скважины 6, которая более совершенна. На ней можно выделить несколько фаз развития флоры по Иессену и Мильтерсу аналогичных тем, которые выделяются в межледниковых отложениях Рынгу (Thomson, 1941).

Осадки самой нижней части разреза характеризуются находками пыльцы приледниковой растительности. При абсолютном преобладании пыльцы березы (90%) пыльцы карликовых берез встречается до 40%. Дальнейшее уменьшение количества пыльцы карликовых берез, увеличение количества пыльцы сосны (40%), а также присутствие пыльцы широколиственных пород указывают уже на потепление климата (фаза *c*). Интересно, что в начале этой фазы широколиственные породы (вяз, дуб) достигают некоторого максимума распространения, а в конце фазы уже не встречаются. Одновременно с широколиственными породами уменьшается и количество пыльцы карликовых берез (5%), а потом их количество опять возрастает до 15%. Такой незначительный максимум пыльцы более теплолюбивых растений, по-видимому, отражает межстадиал, предшествующий микулинскому межледниковью.

Дальнейшее развитие флоры связано уже с трансгрессией вод эмского моря (Знаменская, 1962). С началом значительного потепления климата увеличивается количество широколиственных пород (дуб и вяз до 10%) и орешника (до 100%), появляется ольха (фазы $d + e$). В начале следующей фазы (*f*) среди широколиственных пород продолжает преобладать дуб, достигающий максимума своего распространения — 40%. Затем кульминируют вяз (23%), липа (17%) и одновременно с ними орешник (до 66%) и ольха. В конце этой фазы среди широколиственных пород значительно увеличивается количество граба. Климат, теплый и сухой в начале межледниковья, становится влажным в конце межледни-


glQ3
63
66
67
68
Керна нет
71
72
mQ3
73
74
75
76
77
glQ2
0 20 40 60 80 100
0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100%
Corylus I
Alnus
20 40 60 90 100
200
300
400%
Quercus
0 10 20 30 40 50%
0 20 40 60 80%
Ulmus
Tilia
Carpinus
0 10 20
0 10
0 10 20 30 40 50%
0 20 40 60 80%
I
II
Зоны по Иессену и Мильтерсу
k
i
g+h
596°
661°
655°
500°
f
e
d
c
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10a 10б 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

ковья — термоксеротическая стадия климата сменяется термогигротической. Широко распространялись грабовые леса (до 45%), среди которых позднее уже появляется ель ($h + g$). Затем начинается ухудшение климата. Количество пыльцы широколиственных пород, достигающее своего максимума во время климатического оптимума (50—80%), начинает резко уменьшаться. Продолжает еще встречаться только граб. Максимальное распространение еловых лесов на диаграмме не отражено из-за отсутствия керна. О дальнейшем похолодании климата свидетельствует распространение сосновых лесов (фаза *i*), а потом уже березовых. Среди берез увеличивается число карликовых видов (20—50%). Начинает встречаться пыльца травянистых растений (10%), среди которых много пыльцы холодолюбивых лебедовых и полыней.

Настоящая спорово-пыльцевая диаграмма — еще одно доказательство находки флоры микулинского межледниковья в отложениях эемского моря. До сих пор более полные спорово-пыльцевые диаграммы этих отложений известны из разрезов с. Рыбацкое (Лаврова, Гричук, 1960) и р. Мга (Знаменская, Черемисинова, 1962). Характерная черта всех этих диаграмм — порядок кульминаций широколиственных пород: дуб — вяз — липа — граб. Исключением является только большее содержание пыльцы липы на о-ве Прангли.

Спорово-пыльцевая диаграмма морских отложений из скважины 4 на о-ве Прангли менее полная, возможно из-за неполноты разреза. Во время климатического оптимума широколиственные породы представлены в основном только дубом, встречается липа, но граб почти отсутствует. Одинаково много орешника и ольхи.

ЛИТЕРАТУРА

Гричук В. П. Ископаемая флора как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. Изд-во АН СССР, 1961.

Знаменская О. М., Черемисинова Е. А. Распространение мгинского межледникового моря и основные черты его палеогеографии.— В сб. «Вопросы стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР». Гостоптехиздат, 1962.

Лаврова М. А., Гричук М. П. Новые данные о мгинских морских межледниковых отложениях.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 6.

Kajak K. F. Kvaternaarsete setete Prangli saare tugiprofiil. VI Eesti loodusuurijate päev. Ettekannete teesid. Tartu, 1961.

Orviku K. K. Röngu interglatsiaal — esimene interglatsiaalse vanusega organogeense-te setete leid Eestist. Tartu, 1937.

Thomson P. Die Klima- und Waldentwicklung des von K. Orviku entdeckten Interglazials von Ringen bei Dorpat, Estland.— Z. Deutsch. Geol. Ges., 1941.

Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма межморенных морских отложений на о-ве Прангли (скв. 6).

1 — морена; *2* — глина; *3* — суглинок; *4* — песок; *5* — споры; *6* — древесные породы; *7* — травянистые растения; *8* — Pinus; *9* — Picea, *10а* — Betula; *10б* — кустарниковая форма Betula; *11* — сумма пыльцы широколиственных пород (Quercus, Ulmus, Tilia, Carpinus); *12* — Artemisia; *13* — Chenopodiaceae; *14* — Ericales; *15* — Gramineae; *16* — разнотравье; *17* — Bryales; *18* — Sphagnum; *19* — Polypodiaceae; *20* — Lycopodium.

Г. И. ПОПОВ и Н. А. КОНСТАНТИНОВА

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАСЧЛЕНЕНИИ И ВОЗРАСТЕ КАСПИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА НИЖНЕГО ДУНАЯ

(по данным малакофауны)

Отложения с каспийской фауной, уже давно известные в приустьевой части долины р. Дуная — у устья р. Прут (с. Джурджулешты), на оз. Кагул (сёла Лиманское и Нагорное) и оз. Ялпуг (сёла Плавни, Владычены и Озерное), выделялись под названием бабельских слоев и относились к рубежу плиоценовой и плейстоценовой эпох (Павлов, 1925; Викторова, 1958). Новые данные, полученные за последние годы, в частности, связанные с новыми находками фаун моллюсков и млекопитающих, указывают на их нижне- и среднеплейстоценовый возраст. В результате изучения фаун моллюсков, собранных при совместной поездке обоих авторов (1963 г.), выяснилась принадлежность этих отложений к трем этапам развития Понто-Каспийского бассейна.

Чаудинские моллюски обнаружены в отложениях VI и V надпойменных террас[1]. В отложениях V террасы у северной окраины с. Нагорного они представлены Didacna ex gr. tschaude Andrus., D. cf. baeri-crassa Pavl., D. cf. pseudocrassa Pavl. u. Monodacna caspia (Eichw.).

В отложениях этой же террасы у с. Кислицы найдена D. cf. pseudocrassa, которая обнаружена также в отложениях VI террасы в 1,5—2 *км* к северу от с. Лиманского. Среди пресноводных моллюсков в отложениях V террасы наиболее интересны характерные для бакинских отложений Приазовья Viviparus tiraspolitanus Pavl. (f. typ. u ssp. pseudoartesicus Lung.), V. kagarliticus Lung. и V. tortus sp. n., а также Unio (Rhombunio) litoralis Lmk. и U. batavus Lmk. (с. Нагорное). Представители группы Rhombunio живут в настоящее время в Северной Африке, Юго-Западной Азии, Южной и Юго-Западной Европе, но в начале плейстоцена они были распространены в Южной Англии и бассейне Рейна (Мосбах), откуда они, как и U. batavus, проникали в Юго-Восточную Европу вплоть до бассейна Дона (Иванова и Попов, 1961).

К этому же времени (VI и V террасы) относится появление вивипар из группы Viviparus ater (ssp. antiquus n.) — VI терраса у с. Слободзеи-Маре и V терраса у сёл Кислицы и Нагорного — и V. acerosus (ssp. antiquus n.) — VI терраса у сёл Лиманского и Слободзеи-Маре и V терраса у с. Нагорного. Представители современной дунайской группы Viviparus acerosus (Bourg.) известны в нижнем плейстоцене Англии и ФРГ —Мосбах (Boettger, 1955), а также в бакинских отложениях Восточного Приазовья, где они ранее обозначались как V. aethiops (Иванова и Попов, 1961). Современный ареал V. ater (Crist. et. Jan.) ограничен северной Италией и Грецией (Boettger, 1955). Приведенные данные указывают на теплые, вероятно доледниковые, климатические условия чаудинско-бакинского времени.

Эвксино-хазарские отложения приурочены к двум (IV и III) надпойменным террасам, отличающимся по фауне моллюсков.

Каспийские отложения IV террасы в сёлах Озерном, Джурджулештах и Лиманском содержат типичные древнеэвксинские Didacna pontocaspia Pavl., D. nalivkini Wass., D. kovalevskii V. Bog., D. subpyramidata Prav.

---

[1] Г. И. Попов по составу фауны моллюсков не различает в настоящее время отложения V и VI террас.

и D. aff. pallasi Prav., известные также и в нижнехазарских отложениях Каспия (кроме D. pontocaspia). Среди преобладающих пресноводных моллюсков наиболее интересны Viviparus tiraspolitanus conoid-angustus Pavl., V. sinzovi praeglacialis ssp. n. и другие вивипары, характерные для древнеэвксинских (нижнехазарских) отложений Приазовья, Маныча и Нижнего Дона. Наоборот, так называемые бабельские вивипары (Viviparus rhodensis Pavl. non Buk., V. istrienus Pavl., V. pseudosadleri Pavl. и др.), а также Viviparus ex gr. fasciatus (Müll.) распространены в каспийских и лиманных отложениях не только IV, но и V террас. Озерно-лиманные глины («верхний бабель») и подстилающие их каспийские пески («нижний бабель») (Павлов, 1925) древнеэвксинской (IV) террасы сходны по составу пресноводной фауны. Они отличаются только тем, что в озерно-лиманных глинах каспийские моллюски постепенно исчезают снизу вверх. Каспийские отложения III надпойменной террасы у сёл Джурджулешты (прислонение ее к IV надпойменной террасе наблюдается южнее моста через р. Прут), Нагорного и Владычены содержат Didacna nalivkini Wass., D. aff. crassa Eichw. и D. sp. n. pl., часть которых близка к верхнехазарским D. surachanica Nal. Характерно отсутствие в каспийских и лиманных отложениях III террасы древнеэвксинских (нижнехазарских) и «бабельских» вивипар, а также Viviparus ex gr. fasciatus. Последние замещаются современными дунайскими формами, относящимися к группе V. acerosus (ssp. hungaricus Haz.— с. Джурджулешты и с. Нагорное и ssp. penchinati Bourg — с. Владычены). V. ater, отсутствующие в современной дунайской фауне, но представленные в отложениях бакинских и эвксино-хазарских террас, вымирают в послехазарское время.

Приведенные данные свидетельствуют об относительно молодом, вероятно эвксино-узунларском возрасте отложений III террасы. Отсутствие в них средиземноморских элементов фауны, характерных для узунларских отложений, можно объяснить сильным опреснением дунайского залива Эвксинского бассейна.

Присутствие в отложениях обеих эвксино-хазарских трансгрессий таких термофильных моллюсков, как Melanopsis praerosa L. и Corbicula fluminalis Müll., указывает на теплые доледниковые (доднепровские, по Н. А. Константиновой) или межледниковые (вероятно, лихвинское и одинцовское, по Г. И. Попову) условия времени их обитания.

ЛИТЕРАТУРА

Викторова Р. Е. К вопросу о возрасте отложений Бабеля — Джурджулешты Южной Бессарабии.— Ученые зап. Черновицкого гос. ун-та, 1958, т. XXIV, серия геол., вып. 2.

Иванова И. К. и Попов Г. И. Новые данные о возрасте высоких днестровских террас в связи с находками моллюсков.— Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 6.

Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы.— Мемуары Об-ва любит. естествозн., антропол. и этногр., 1925, вып. 5.

Boettger C. R. Typen und typoiden Mollusken aus den Kollektien des Senkenbergischen Museum.— Arch. Molluskenkunde, 1955, N 84, H. N 1/3.

Л. И. АЛЕКСЕЕВА

НОВЫЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ НА ТЕРРИТОРИИ ХАРЬКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

(села Большая Камышеваха и Петровское)

В 1960 г. группа палеогеографов Харьковского университета открыла интереснейшее местонахождение костей ископаемых млекопитающих (Проходский, 1963). Кости были обнаружены на территории Харьковской области близ с. Большая Камышеваха. Первые сборы были переданы на определение в Зоологический институт Академии наук УССР. Там же проведено определение возраста костей коллагеновым методом. Для анализа взяты обломки метатарсальной кости лошади (показатели прокаливания четырех образцов — 1094, 1072, 1001, 950). В 1961 г. собранные костные материалы были переданы на палеонтологическое определение в Отдел четвертичной геологии Геологического института АН СССР. В 1962 г. это местонахождение посетил палеонтологический отряд Геологического института, который провел небольшие раскопки обнаженной части костеносной линзы.

Местонахождение Большая Камышеваха расположено в балке Бузинной в 1,5 *км* на юго-восток от с. Большая Камышеваха Петровского района Харьковской области. Балка Бузинная находится в правобережной части бассейна Северского Донца. Костеносная линза обнажается в правом берегу балки у самого днища, примерно в 1,5 *км* от ее устья. Кости залегают в толще серых сильно глинистых мелкозернистых песков, видимая мощность которой 5,5 *м*. Верхняя часть толщи менее глиниста. На высоте 4 *м* наблюдается слой белого тонкозернистого песка (0,2—0,4 *м*). Самые верхи толщи сильно ожелезнены и содержат мельчайшие известковые стяжения. На песчано-глинистой толще развит горизонт красно-бурой почвы (сохранился только подпочвенный горизонт), мощность которого примерно 2,5 *м*. Эта красно-бурая толща глинистых песков переполнена белыми известковистыми бесформенными стяжениями. На красноцветную толщу по ясной границе размыва налегает слой красновато-коричневой глины с палево-белыми известковистыми стяжениями. Выше цвет глин становится коричневым, стяжения извести встречаются реже. Затем залегает слой серого суглинка, переходящего в суглинок желтовато-палевого цвета с мелкими известковыми трубочками. Мощность отложений, залегающих на красно-бурой почве, около 6 *м*. А. А. Борисяк (1905), изучавший геологическое строение правобережья Северского Донца на территории бывшего Изюмского уезда (ныне Изюмский и Петровский районы Харьковской области), считал возможным отнести эту песчано-глинистую толщу с красноцветной почвой к послетретичной серии осадков. В дальнейшем работами украинских геологов было установлено, что эти красноцветные отложения приурочены к высокой новохарьковской террасе, отнесенной к неогену (Назаренко, 1937). И. Н. Ремизов (1961) датировал эту террасу киммерием.

Собранная нами в Большой Камышевахе фауна млекопитающих и материалы сборов группы С. И. Проходского позволили несколько иначе решить вопрос о возрасте новохарьковской террасы.

Среди собранных материалов костные остатки в основном принадлежат лошадям. Кроме того, в составе фауны присутствуют слоны, носороги, олени, крупные антилопы, верблюды, медведи и лисицы. Нередко кости сохраняют анатомический порядок (особенно это характерно для костей нижних отделов конечностей).

ЛОШАДЬ — EQUUS EX GR. STENONIS COCCHI

Все собранные костные остатки принадлежат одному виду лошади. Преобладающая часть остатков происходит от молодых особей. Среди материалов имеются три обломка нижних челюстей (рис. 1 и 2), обломок верхней челюсти, отдельные зубы, первый и второй шейные позвонки, несколько таранных и пяточных костей, отдельные карпальные и метакарпальные кости, тарсальные и обломки метатарсальной кости, фаланги, обломки ребер, обломки лучевых и берцовых костей. Имеющийся материал в основном принадлежит молодым особям, что затрудняет видовое определение. Строение предкоренных зубов (в основном молочных) и костей посткраниального скелета дает основание утверждать, что этот вид

Таблица 1

Верхние и нижние зубы лошади Equus ex gr. stenonis *из местонахождения Большая Камышеваха*

Промеры (*мм*) и индексы (%)	530/56а *	530/10	530/47б	530/46а	530/46б	530/7
Длина верхнего ряда молочных зубов (dp^2—dp^4)	130	—	—	—	—	—
Длина нижнего ряда молочных зубов (dp_2—dp_4)	—	—	123	108,5	111	—
dp^2						
Длина	48	—	—	—	—	—
Ширина	28	—	—	—	—	—
Длина протокона	7	—	—	—	—	—
Индекс протокона	14	—	—	—	—	—
dp^3						
Длина	38,5	36,5	—	—	—	—
Ширина	29	27,5	—	—	—	—
Длина протокона	10	9,5	—	—	—	—
Индекс протокона	26	26	—	—	—	—
dp^4						
Длина	40	—	—	—	—	—
Ширина	28	—	—	—	—	—
Длина протокона	12,5	12	—	—	—	—
Индекс протокона	31	—	—	—	—	—
dp_2						
Длина	—	—	46	40,5	—	—
Ширина			16	17,2	—	—
dp_3						
Длина	—	—	39,2	33,8	33,5	—
Ширина			16,2	17	17,5	—
dp_4						
Длина	—	—	41	34,8	34,5	39,2
Ширина			16,5	17,8	17	16
M_1						
Длина	—	—	—	—	35,5	38
Ширина	—	—	—	—	17,5	15,5

* № коллекции Геологического института и порядковый № образца.

Рис. 1. Ряд молочных предкоренных зубов (левый dp_2 — dp_4) лошади Equus ex gr. stenonis из местонахождения Большая Камышеваха, вид сверху, натур. величина; коллекция Геологического института АН СССР № 530—47

Рис. 2. Зубы (левые dp_4 — M_1) лошади Equus ex gr. stenonis из местонахождения Большая Камышеваха, вид сверху, натур. величина; коллекция Геологического института № 530—46

лошади близок к лошадям группы stenonis. По рисунку жевательной поверхности и по абсолютным размерам (табл. 1), молочные предкоренные зубы верхней и нижней челюстей практически не отличимы от аналогичных зубов лошади Equus stenonis из местонахождения Сен-Валье (Франция). Так же, как и там, на челюстях лошади из Большой Камышевахи впереди ряда молочных премоляров развит первый постоянный предкоренной зуб PI («волчий зуб»). Постоянные коренные зубы представлены только одним нижним первым коренным зубом (M_1). Для него характерна округлая форма обеих лопастей двойной петли, разделенных У-образной долинкой. Такое строение двойной петли нижних зубов очень характерно для лошадей группы stenonis.

Строение большинства костей посткраниального скелета (лучевой, таранной и др.) также обнаруживает сходство с аналогичными костями крупных лошадей хапровского фаунистического комплекса и виллафранкской фауны Западной Европы. Это были крупные животные с довольно стройными конечностями. Длина лучевой кости лошади из Большой Камышевахи равна 397 *мм*, ширина на середине кости — 55 *мм*.

Для фаланг животных этого вида характерно сильное развитие нижних надсуставных бугров. На задних первых фалангах ширина нижнего конца в надсуставных буграх превышает ширину этого конца, измеренную

Таблица 2

Первая и вторая фаланги Equus ex gr. stenonis *из местонахождения Большая Камышеваха*

Промеры (*мм*) и индексы (%)	Первые фаланги				Вторые фаланги			
	530/41	530/58	530/13	530/44	530/8	530/14	530/57	530/37
	задняя	передняя		задняя	передняя			задняя
Полная длина	102	94	92	93	52	52	51	58
Ширина верхнего конца	—	—	62	—	60	57	56	59
Поперечник верхнего конца	43,5	38	41	41,5	35	39	36	38
Ширина нижнего конца (в блоке)	55	51	51	49	—	—	—	—
Ширина нижнего конца (в надсуставных буграх)	55,2	50	50	51	57	52	56	—
Поперечник нижнего конца	28	26	25	27,5	28	—	30	—
Ширина кости в середине диафиза	40	36,2	38	37,5	52	48	50	49
Массивность кости (7 : 1)	39	38,5	41	40	100	92	92	84

в блоках (табл. 2). Некоторые кости лошади из Большой Камышевахи имеют ряд особенностей, характерных для древних лошадей кабаллоидной группы. Так, пяточная кость более массивна, чем пяточные кости лошадей стеноновой группы (отношение ширины кости к длине равно 47%).

НОСОРОГ — DICERORHINUS CF. ETRUSCUS (FALCONER)

Среди собранных остатков носорогу принадлежит только одна большая берцовая кость. Ее полная длина 414 *мм*, ширина в середине диафиза 61 *мм*. По размерам и массивности кость обнаруживает сходство с берцовыми костями носорогов рода Dicerorhinus из виллафранкских местонахождений Сен-Валье, Тегелена и Виалет (Viret, 1954; Kortenbout van der Slujs et Zagwijn, 1962), что позволяет предположительно отнести эту кость к виду носорога, близкого к этрусскому.

АНТИЛОПА — ANTILOPE SP. (S. L.)

Обломок черепа с двумя роговыми стержнями принадлежит крупной антилопе (точная родовая принадлежность которой еще пока не установлена). Роговые стержни массивные. Длина рога по кривизне 148 *мм*, длина по хорде — 146 *мм*, обхват рога у основания 162 *мм*. Роговые стержни отходят от черепа примерно позади последней трети глазницы, заметно отогнуты назад и слегка в стороны. Их поверхность покрыта продольными бороздками, наиболее четко выраженными в средней части рога и с боков. На роговых стержнях имеются килеобразные перегибы (два спереди и один на задней поверхности). С боков роговые стержни уплощены (передне-задний диаметр сечения средней части больше ширины стержня там же).

ОЛЕНЬ — EUCTENOCEROS CF. SENEZENSIS (DEPERET)

Остатков оленей немного, но они весьма характерны: обломок верхней челюсти с коренными зубами, два обломка основания рога, обломок верхнего конца метатарсальной кости. Абсолютные размеры этих остатков позволяют видеть, что они принадлежат крупным формам оленей. По строению ряда коренных зубов (довольно короткие предкоренные зубы, разделение на две половины внутренней стенки премоляров нерезкое) олени из Большой Камышевахи ближе всего стоят к E. senezensis. Обломок рога тоже не противоречит принадлежности этой формы к виду, близкому к senezensis (базальный отросток довольно хорошо развит, округлый в сечении, отпочковывается недалеко от розетки примерно под углом 90°, несколько повернут вокруг своей оси, на стволе рога развиты продольные бороздки).

ВЕРБЛЮД — PARACAMELUS SP.

От верблюда найдена всего лишь одна кость (обломок верхнего конца метатарсальной кости). Ширина верхнего конца этой кости 58 *мм*, поперечник там же 47 *мм*. Судя по строению и абсолютным размерам метатарсальной кости, верблюд из Большой Камышевахи близок к верблюдам рода Paracamelus, широко распространенным на территории Европейской части СССР в нижнем и среднем эоплейстоцене.

СЛОН — ARCHIDISKODON (?) SP.

Костные остатки хоботных представлены очень бедно: обломок нижнего конца плечевой кости и две карпальные кости (головчатая и крючковидная). По строению этих костей можно думать, что они принадлежат

слону рода Archidiskodon. По абсолютным размерам слон из Большой Камышевахи был животным значительно меньших размеров, чем южный слон, описанный В. Е. Гаруттом (1954) из окрестностей г. Ногайска. Плечевая кость (наибольшая ширина нижнего конца 260 *мм*) значительно меньше, чем плечевые кости южных слонов, а головчатая и крючковидная кости меньше примерно наполовину. Не исключена возможность, что карпальные кости принадлежали молодой особи хоботного.

МЕДВЕДЬ — URSUS SP.

В коллекции имеется маленький обломок нижнего конца лучевой кости медведя. Наибольшая ширина его равна 46 *мм*, т. е. примерно в 1,5—2 раза меньше ширины нижнего конца лучевой кости пещерного медведя. Кроме того, найдены два обломка клыков крупного хищника. Они обнаруживают сходство с клыками медведей (более точно не определимы).

ЛИСИЦА — VULPES SP.

Лисице принадлежат две кости: обломок левой половины таза и левая бедренная кость. Кости найдены в анатомическом порядке. Длина бедренной кости 159 *мм*, ширина этой кости в середине диафиза 11,2 *мм*. От таза сохранились только седалищная кость и область суставной впадины. Наибольший диаметр суставной впадины 19 *мм*, диаметры запирательного отверстия: максимальный — 23 *мм*, минимальный — 19 *мм*. Каких-либо заметных морфологических отличий в строении указанных костей лисицы из Большой Камышевахи от аналогичных костей современных лисиц этого рода не имеется. Более крупные абсолютные размеры костей таза и бедра, а также несколько большая стройность бедренной кости все-таки не позволяют отнести лисицу из Большой Камышевахи непосредственно к Vulpes vulpes L.

Состав фауны Большой Камышевахи позволяет датировать это местонахождение эоплейстоценом (нижний или средний). В общих чертах фауна этого местонахождения близка к фауне хапровского комплекса В. И. Громова (1948). Она имеет отличия от фауны таких типичных местонахождений комплекса, как Хапры, Ливенцовка, Морская. Вполне возможно, что фауна Большой Камышевахи окажется близкой по возрасту к фауне поздней фазы развития хапровского комплекса. В отличие от типичных местонахождений здесь найдена крупная антилопа. Кроме того, лошади обнаруживают сходство с поздними лошадями группы stenonis. По размерам они близки к крупным формам лошадей из виллафранка Западной Европы. Олень из рода Eucteroceros близок к сенэзскому оленю. Недостаточность материалов по хоботным не дает пока возможности определить более точно, к какой группе местонахождений виллафранкской фауны следует отнести это новое местонахождение Украины.

Следующее местонахождение фауны находится на восточной окраине с. Петровского (Петровский район Харьковской области), в карьере Кирпичного завода. Там собраны обломки костей крупных млекопитающих и отдельные зубы и кости грызунов. Находки костных остатков приурочены к песчано-гравийной толще аллювия одной из высоких террас г. Северский Донец. Эта толща, мощностью 2 *м*, обнажается в верхней части стенки карьера примерно на высоте 7 *м* от дна карьера. Здесь найдены обломки пластин зубов слонов рода Archidiskodon (?) sp., нижний коренной зуб лошади (Equus sp.), обломки зубов крупных оленей (Cervidae gen. indet.), обломок клыка крупного хищника (Carnivora gen. in-

det.), коренной зуб крупного бобра (Trogontherium sp.), обломки зубов грызунов из группы полевок [(Mimomys cf. intermedius (Newt.), M. sp., Lagurodon cf. pannonicus (Korm.)]. Состав собранной фауны [1] показывает, что это местонахождение несколько моложе Большой Камышевахи. Оно отвечает примерно концу эоплейстоцена, времени существования фауны тираспольского комплекса. По фауне грызунов Петровское местонахождение близко к хаджибейскому комплексу, выделенному А. И. Шевченко (1963), и к бихарской фауне Венгрии (Kretzoi, 1961).

Два новых местонахождения, открытых в Харьковской области, расширяют наши знания о фауне млекопитающих эоплейстоцена. Они находятся на территории, весьма удаленной от зоны северного Причерноморья и Предкавказья, где расположены основные местонахождения эоплейстоценовой фауны. Изучение этих местонахождений позволяет уточнить палеогеографическую обстановку и время формирования серии высоких террас долины Северского Донца. В этом отношении особенно интересно местонахождение Большая Камышеваха. Состав фауны и горизонт погребенной красноцветной почвы, развитой на костеносной толще, свидетельствуют о ландшафте типа саванн и о существовании довольно жаркого климата. Фауна Петровского местонахождения свидетельствует об обстановке открытой степи. Эти данные представляют интерес для работ по выяснению истории развития Днепровско-Донецкой равнины в эоплейстоцене.

ЛИТЕРАТУРА

Борисяк А. А. Геологический очерк Изюмского уезда.— Труды Геол. ком., новая серия, 1905, вып. 3.

Гарутт В. Е. Южный склон Archidiskodon meridionalis Nesti плиоцена северного побережья Азовского моря.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1954, № 10, вып. 2.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64, геол. серия, № 17.

Назаренко Д. П. Нові дані про терасі Дінця від Вовчаньска до Ізюма.— Уч. зап. Харьк. унив., 1937, кн. 8—9.

Проходский С. И. Камышевахская фауна млекопитающих в древних аллювиальных отложениях.— Изв. Харьк. отд. геогр. об-ва, 1963.

Ремизов И. Н. Неогеновые террасы Харьковского экономического административного района. Природные ресурсы Левобережной Украины и их использование.— Материалы Межвед. научной конф. Изд. Харьк. ун-та, 1961.

Шевченко А. И. Мелкие млекопитающие из плиоценовых и раннеантропогеновых отложений юго-западной части Русской равнины и их стратиграфическое значение. (Автореф. канд. дисс.) Киев, 1963.

Kortenbout van der Slujs G. et Zagwijn W. H. An introduction to the stratigraphy and geology of the Tegelen claypits.— Meded. Geol. stichting, nieuwe ser., 1962, N 15.

Kretzoi M. Stratigraphie und Chronologie. Czwartorz. Europy Srodkowej i Wschodniej, t. XXXIV. Warszawa, 1961.

Kurten B. Villafranchian faunal evolution. Comment. biol., 1963, t. XXXVI, N 3.

Viret J. Le loess à bàncs durcis de Saint-Vallier (Drôme) et sa faune de Mammifères villafranchiens.— Nouv. Arch. Mus. histoire natur. Lyon, 1954, fasc. 4.

[1] Материал по грызунам просмотрен И. М. Громовым и А. И. Шевченко.

В. М. МОТУЗ

ФАУНА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МОЛЛЮСКОВ ИЗ ОСАДКОВ ДРЕВНЕГО МОЛОГО-ШЕКСНИНСКОГО ОЗЕРА

Использование фауны брюхоногих и двустворчатых моллюсков при изучении возраста и условий накопления осадочных образований наряду с другими палеонтологическими методами (палеокарпологический, спорово-пыльцевой, остеологический, диатомовый анализ и др.) позволяет решать многие спорные вопросы стратиграфии и палеогеографии антропогена. Кроме того, находки захороненных комплексов четвертичной малакофауны, как установлено в подавляющем большинстве разрезов, помогают выяснить особенности накопления различных генетических типов и фаций континентальных отложений, что крайне важно при реконструкции физико-географических условий в отдельные межледниковья и межстадиальное время антропогена.

Настоящая статья написана на основании обработки автором палеонтологического материала, поступившего в Институт геологических наук Госгеолкомитета СССР в г. Минске. Раковины пресноводных четвертичных моллюсков были собраны Н. С. Чеботаревой (Институт географии АН СССР) в разрезе осадков древнего Молого-Шекснинского озера у д. Черменино близ Рыбинска.

Изучением геологического строения и геоморфологии указанного района занимались многие исследователи (Марков, 1940; Москвитин, 1947; Новский, 1939; Спиридонов и Спиридонова, 1951; Чеботарева, 1959; Архангельский, 1956, и др.). В 1960 г. вышла из печати статья В. А. Новского, посвященная находке Dreissena polymorpha (Pallas) в четвертичных отложениях Рыбинского района. В ней автор приводит список девяти видов пресноводных моллюсков из верхнего песчаного слоя аллювия террасы Волги у д. Черменино. Присутствие Dreissena polymorpha в толще песков позволило Новскому сделать вывод о распространении этого моллюска по рекам Европы в доисторическое время. Совсем недавно по этому же разрезу были опубликованы результаты радиоуглеродных определений (Старик и Арсланов, 1962; Герасимов и Чеботарева, 1963, и др.), на основании которых был установлен абсолютный возраст осадков, вмещающих раковины четвертичных моллюсков.

По данным Н. С. Чеботаревой (устное сообщение) и В. А. Новского (1960), в разрезе 14-метровой террасы Волги у д. Черменино сверху вниз обнажаются следующие породы: 1) дерновина и гумусовый горизонт почвы мощностью 0,2—0,3 *м*; 2) песок мелко- и тонкозернистый светло-серый мощностью 0,2—0,4 *м*; 3) песок разнозернистый серовато-коричневый с включением гальки и валунов, по простиранию замещается тонкозернистым песком — содержит раковины пресноводных моллюсков, мощность слоя около 4 *м*; 4) гиттия темно-серая с зеленоватым оттенком, плотная глинистая, обогащенная песком и раковинами пресноводных моллюсков, мощность около 10 *м*.

Для выяснения особенностей накопления осадков древнего Молого-Шекснинского озера были изучены палеонтологические остатки, представленные обломками и целыми раковинами брюхоногих и двустворчатых моллюсков из трех слоев (нижней и верхней частей глинистой гиттии и перекрывающей ее толщи песков).

Видовой состав пресноводной фауны моллюсков из нижнего слоя гиттии следующий: Radix auricularia (L.), молодые особи с обломанными устьями (2 экз.); R. ovata (Drap.), молодая особь (1 экз.); Gyraulus albus Müll.) с обломанным устьем (1 экз.); Valvata piscinalis (Müll.)

(56 экз.); V. piscinalis var. antiqua Sowerby (1 экз.); V. pulchella Studer, молодая особь (1 экз.): V. cristata Müll. (1 экз.); Bithynia tentaculata (L.) (10 экз.); крышечки Bithynia tentaculata (L.) (2 шт.); Unio pictorum (L.), раковины с обломанными задним и нижним краями (65 створок); U. sp. cf. tumidus Philipsson, обломок раковины; Sphaerium rivicola Lamarck (41 створка); S. solidum (Normand), левая створка (1 шт.); Pisidium amnicum Müll. (2 створки); P. supinum A. Schmidt (16 створок).

Указанный комплекс раковин четвертичных моллюсков, захороненных в толще нижнего слоя гиттии, характерен для проточного водоема. На это указывает состав фауны моллюсков, ныне обитающих в реках с песчаным слегка заиленным дном. Некоторые представители, например Radix auricularia (L.), R. ovata (Drap.), Gyraulus albus (Müll.), населяют прибрежные части самых различных водоемов — рек, прудов, озер и др. Большинство указанных видов моллюсков отличается несколько меньшими размерами раковин по сравнению с видами, ныне обитающими в районах Центра и Запада Европейской части СССР. Неблагоприятные климатические условия, выраженные в более низких среднегодовых и среднемесячных температурах, непостоянный гидродинамический режим потока оказывали существенное влияние на рост и развитие погребенной малакофауны.

В верхней части слоя 4 молого-шекснинских отложений, представленных гиттиевидными иловатыми песками и суглинками, фауна четвертичных моллюсков состоит из следующих видов: Bithynia tentaculata (L.) (1 экз.); Valvata piscinalis (Müll.) (67 экз.); Sphaerium rivicola Lamarck (1 створка); S. solidum (Normand) (7 створок); Pisidium supinum A. Schmidt (6 створок).

Фауна пресноводных моллюсков этого слоя характерна для речных отложений. В настоящее время эти виды обитают в реках на песчаном слегка заиленном дне. Лишь щупальцевая битиния Bithynia tentaculata (L.) и обыкновенная затворка Valvata piscinalis (Müll.), как отмечает большинство исследователей (Жадин, 1952; Clessin, 1884; Geyer, 1927; Ložek, 1956; Urbański, 1957, и др.), приспособились к обитанию в различных водоемах (реках, озерах, прудах и т. д.). Следовательно, аккумуляция гиттий происходила в проточных водах. Результаты палеоэкологического и палеонтологического изучения фауны моллюсков из слоя 4 подтверждают вывод об аллювиальном генезисе этих отложений, сделанный Н. С. Чеботаревой на основании геолого-морфологических наблюдений.

В песках (слой 3), перекрывающих толщу гиттий, комплекс пресноводных моллюсков представлен следующими видами: Radix ovata (Drap.) с обломанным устьем (1 экз.); Bithynia tentaculata (L.), обломок раковины без эмбриональных оборотов; Valvata piscinalis (Müll.) (14 экз.); V. pulchella Studer (5 экз.); Dreissena polymorpha (Pallas) (63 створки); Unio pictorum (L.), выветрелые обломки раковин; Sphaerium rivicola Lamarck (22 створки); S. scaldianum Normand (1 правая створка); Pisidium supinum A. Schmidt (7 створок).

Фауна моллюсков приурочена к песчаным отложениям русловой фации аллювия, аккумуляция которого происходила в несколько иных климатических условиях, чем аллювиальных свит равнинных рек, формирующихся в настоящее время. Раковины двустворчатых и переднежаберных моллюсков несут на себе следы угнетения. Они отличаются значительно меньшими размерами (битинии, затворки, перловицы, шаровки и др.) по сравнению с фауной, населяющей современные водоемы. В лёссах и лёссовидных отложениях Украины, как отмечает В. Г. Бондарчук (1937),

фауна пресноводных моллюсков развивалась также в неблагоприятных условиях. Подавляющее большинство изученных раковин брюхоногих и двустворчатых моллюсков не достигало размеров взрослых особей ныне живущих видов. Нормальное развитие пресноводной фауны моллюсков, по-видимому, затрудняли повышенная мутность речного потока, частое нарушение гидрохимического и температурного режима, недостаточное питание и т. д.

Анализ захороненной фауны четвертичных пресноводных моллюсков в отложениях древнего Молого-Шекснинского озера позволяет считать, что накопление песчано-иловатых отложений и глинистых гиттий на данном участке долины Волги происходило в условиях проточного водоема. Аккумуляция слоя гиттии (4), содержащего раковины четвертичных пресноводных моллюсков и представляющего собой, по-видимому, фацию старичных отложений, протекала постепенно. Наиболее типичными речными осадками являются песчаные отложения слоя 3, к которым приурочен комплекс фауны моллюсков, характерный для фации руслового аллювия. Долина Волги в процессе развития унаследовала древнее понижение в рельефе, днище которого в начальный период аккумуляции осадков, возможно, и было заполнено талыми водами, образовавшими озерный водоем. Однако весь комплекс перекрывающих его отложений (слои 3 и 4 — гиттии и пески) формировался уже в проточных водах.

Фауна пресноводных четвертичных моллюсков, изученная из разреза осадков древнего Молого-Шекснинского озера у д. Черменино близ Рыбинска, широко распространена и в настоящее время в различных районах Центра и Запада Европейской части СССР. Руководящих видов моллюсков, выделенных И. В. Даниловским (1955) для рисс-вюрмского межледникового века, обнаружить не удалось. В дальнейшем желательно провести дополнительные сборы палеонтологических остатков с послойным отбором раковин пресноводных моллюсков из различных горизонтов и фаций древнеаллювиальных отложений.

В заключение автор выражает глубокую благодарность Н. С. Чеботаревой за предоставление образцов пород с остатками раковин пресноводных моллюсков.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. М. О границе валдайского оледенения на Русской равнине.— Изв. ВГО, 1956, т. 38, вып. 3.

Бондарчук В. Г. Об ископаемых моллюсках из четвертичных отложений УССР.— Труды Сов. секции Международн. ассоциации по изуч. четверт. периода, 1937, вып. 1.

Герасимов И. П., Чеботарева Н. С. Абсолютный возраст последнего (валдайского) оледенения на северо-западе Русской равнины.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1963, № 5.

Даниловский И. В. Опорный разрез отложений скандинавского оледенения Русской равнины и четвертичные моллюски.— Труды ВСЕГЕИ, 1955, новая серия, т. 9.

Жадин В. И. Моллюски пресных и солоноватых вод СССР.— Труды Ин-та зоол. АН СССР, 1952, вып. 46.

Марков К. К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги.— Труды Верхневолжской экспед., 1940, вып. 1.

Москвитин А. И. Молого-Шекснинское межледниковое озеро.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 88.

Новский В. А. Находка Dreissena polymorpha в четвертичных слоях Рыбинского района Ярославской области.— Бюлл. Ин-та биологии водохранилищ, 1960, вып. 8—9.

Спиридонов А. И., Спиридонова Н. А. К геоморфологии Молого-Шексинской низменности.— Вестник МГУ, 1951, № 12.

Старик И. Е., Арсланов Х. А. Новые данные о возрасте некоторых четвертичных отложений Европейской части СССР, определенном радиоуглеродным мето-

дом.— Бюлл. Комиссии по определению абсол. возраста геол. формаций, 1962, вып. V.
Чеботарева Н. С. Стратиграфия четвертичных отложений центра Русской равнины.— В сб. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.
Clessin S. Deutsche Excursions-Mollusken-Fauna. Nürnberg, 1884.
Geyer D. Unsere Land- und Süsswasser-Mollusken. Stuttgart, 1927.
Ložek Vojen. Klič československych měkkýšů. Bratislava, 1956.
Urbański J. Krajowe ślimaki i małże. Warzawa, 1957.

Н. К. АНИСЮТКИН

НОВАЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКАЯ СТОЯНКА СТИНКА НА СРЕДНЕМ ДНЕСТРЕ

Летом 1964 г. автор работая в составе Западно-украинской археологической экспедиции Государственного Эрмитажа, провел разведки на палеолит в Черновицкой области, в районе Хотин-Арестовка на правом берегу Среднего Днестра. Ранее этот район был обследован П. И. Борисковским и А. П. Чернышем, обнаружившими здесь четыре палеолитических местонахождения, в том числе одно мустьерское (см. Береговая, 1960).

Проведенное нами обследование позволило открыть несколько новых палеолитических памятников, среди которых особый интерес представляет мустьерское местонахождение на горе Стинка в 500 *м* выше с. Атаки, против впадения в Днестр р. Збруч.

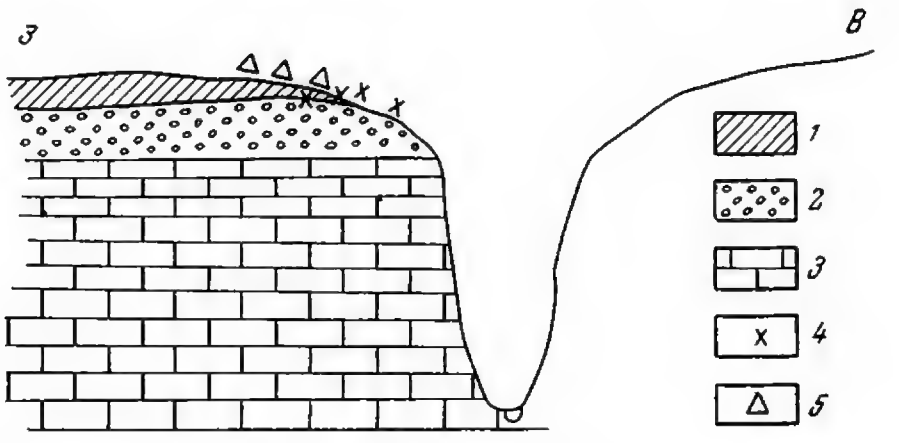


Рис. 1. Схематический разрез палеолитического местонахождения Стинка

1 — суглинок; *2* — галечники; *3* — известняки; *4* — мустье; *5* — верхний палеолит

Гора Стинка является высокой террасой, расположенной на правом берегу Днестра, о чем свидетельствует мощный слой галечника, выходящий по склонам. Поверхность этой террасы, протягивающаяся полосой вдоль реки, сильно эродирована позднейшими процессами и расчленена глубокими каньонообразными оврагами. На западном склоне, обращенном к первому (от с. Атаки) из таких оврагов, на распаханной поверхности нами и было обнаружено палеолитическое местонахожление (рис. 1, 2). Находки встречались на сравнительно небольшой площади: 80 × 30 *м* и были связаны с суглинками, залегающими на галечниковой

Рис. 2. Вид на высокую террасу с местонахождением (последнее показано стрелкой)

толще и выходящими на поверхность вдоль крутого склона оврага. На крутых склонах и в самом овраге находок не было.

Местонахождение включает два комплекса: верхнепалеолитический, локализующийся в северной и северо-западной частях, на ограниченной площади 30 × 20 *м*, и мустьерский, находки которого занимают южную и юго-западную части местонахождения на площади 40 × 30 *м*. Выше, непосредственно на поверхности террасы, где галечник не обнажается, встречаются единичные пластинки позднепалеолитического облика и появляются отдельные непатинизированные кремневые изделия более позднего облика [1].

Так как поверхность террасы распахивается, на центральном участке местонахождения, на полосе длиной 10—15 *м*, встречен смешанный материал. Здесь мустьерские находки отделялись нами по типологическому признаку. Этому помогало и то обстоятельство, что позднепалеолитические изделия, как правило, имеют более слабую патину.

Всего собрано 211 кремневых изделий, из них мустьерских — 150 экземпляров, позднепалеолитических — 57, а предметов более позднего облика только 4 (рис. 3).

Большинство изделий мустьерского комплекса изготовлено из кремня и только 14 предметов — из кварцита. Употреблялся кремень двух типов: черный, непрозрачный и серый, более высокого качества. Необходимое сырье мустьерский человек получал из галечника этой же террасы. В большинстве случаев обрабатывалась встречающаяся в изобилии мелкая кремневая галька. Как исключение встречаются валуны более крупных размеров; самые крупные из них достигали в длину 15—17 *см*. Как правило, все они кварцитовые. Почти все кремневые изделия имеют глубокую молочно-белую патину. Окатанных предметов нет.

Нуклеусов и нуклевидных предметов встречено 30 экземпляров. Все они мелкие (наиболее крупный нуклеус из кварцита имеет в поперечнике около 7 *см*) и с трудом поддаются классификации. Среди нуклеусов преобладают полностью сработанные. Только три предмета могут быть отнесены к нуклеусам начальной стадии обработки. Дисковидные нуклеусы представлены всего тремя экземплярами, в том числе двумя кремневыми и одним кварцитовым.

---

[1] Керамика отсутствовала.

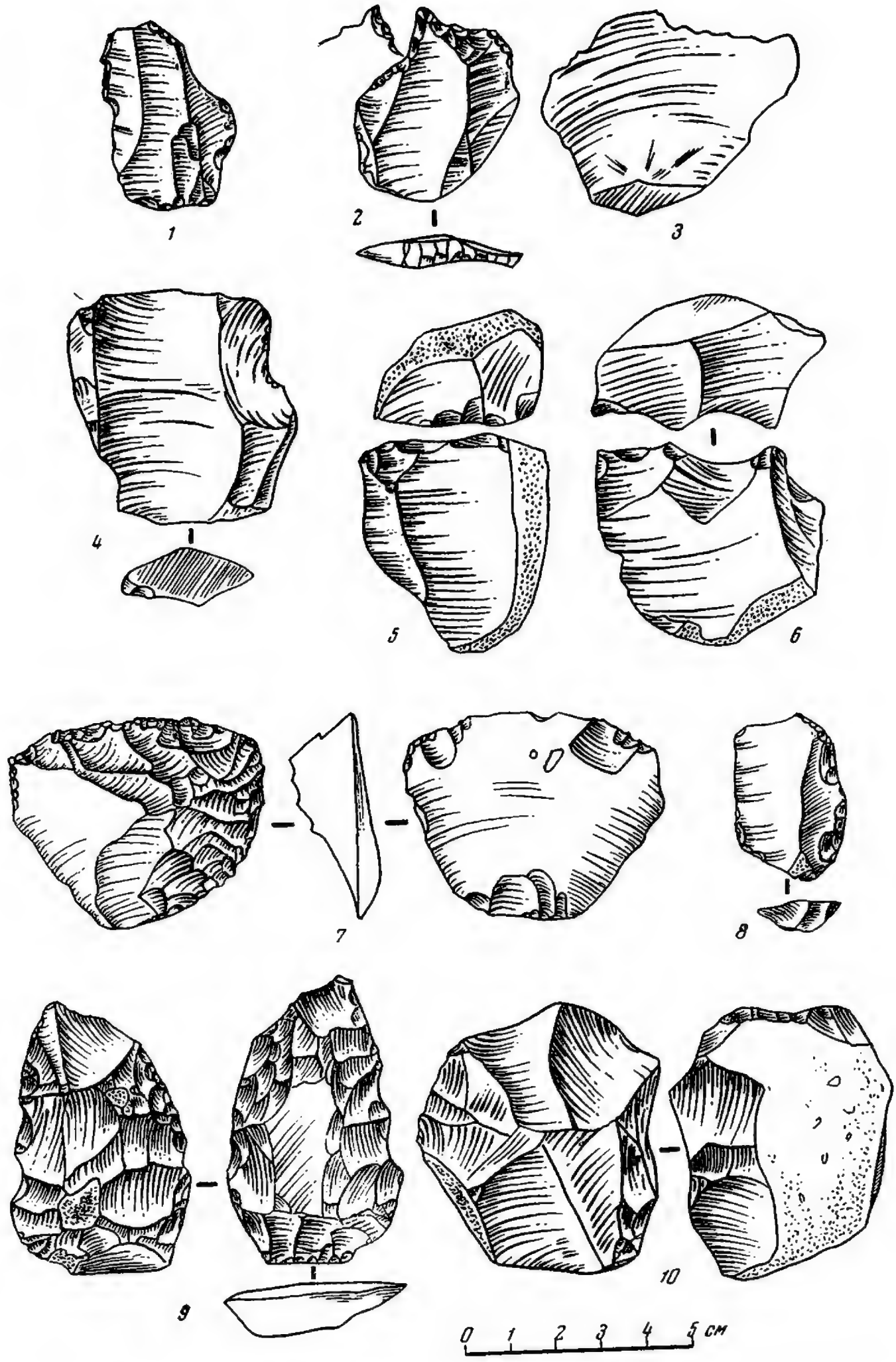


Рис. 3. Палеолитические орудия местонахождения Стинка.

1 — отщеп, леваллуа; *2* — проколка-сверло; *3* — отщеп; *4* — отщеп с выемкой; нуклеусы одноплощадочные: *5* — леваллуазского типа, *6* — подпирамидальные; *7* — скребло-остроконечник; *8* — простое скребло с выпуклым лезвием; *9* — «рубильце»; *10* — кварцитовый дисковидный нуклеус

Одноплощадочных нуклеусов обнаружено семь. Они в свою очередь могут быть подразделены на две группы: первая — нуклеусы с параллельным скалыванием — грубопризматические и леваллуазские, вторая — близкие к пирамидальным, с очень крупной гладкой ударной площадкой. Нуклеусы первой группы представлены двумя экземплярами, из которых один наиболее близок грубопризматическим. Площадки этих нуклеусов образованы одним снятием и, как правило, почти не имеют подправки по краям. С одноплощадочных нуклеусов этого типа снимались тонкие удлиненные пластинчатые отщепы и пластины, иногда, видимо, близкие леваллуазским. С нуклеусов второго типа снимались короткие, часто толстые отщепы. Возможно, нуклеусы этого типа являются более примитивной формой грубопризматических. Эти нуклеусы представлены пятью экземплярами.

Довольно близок грубопризматическим двуплощадочный нуклеус, площадки которого в отличие от леваллуазских нуклеусов гладкие и образованы одним снятием. Отщепы, снятые с этого нуклеуса, в отличие от позднепалеолитических имеют очень крупные ударные бугорки. Никакой предварительной подготовки рабочей поверхности, столь свойственной технике леваллуа, эти нуклеусы не имеют.

Многоплощадные нуклеусы представлены шестью предметами. Почти все они имеют шаровидную форму, как и одноплощадочные, гладкую ударную площадку.

Многочисленны обломки и осколки. Среди них встречены два осколка дисковидных нуклеусов, ударные площадки которых имеют подправку.

На основе анализа нуклеусов следует отметить одну общую черту техники расщепления камня — образование ударных площадок одним сколом. Для нашего комплекса характерно небольшое количество типичных дисковидных и почти полное отсутствие их разновидности — леваллуазских нуклеусов (Bordes et Bourgon, 1951, стр. 5).

Мелкие и массивные отщепы полностью соответствуют нуклеусам. Преобладают укороченные и широкие сколы (средняя длина 4,2 *см*, средняя ширина 3,6 *см*). Из 100 отщепов только семь могут считаться леваллуазскими и шесть — пластинами. Из 77 сколов с определимыми ударными площадками лишь 20 имели подправку, в основном грубую. Гладкие ударные площадки преобладали (57 экземпляров). Встречены единичные отщепы «клектонского» типа.

Отщепов и пластин с более или менее параллельным огранением спинки всего 25. Многие из них массивные и часто имеют неправильную форму.

В подсчет не вошли 12 предметов: восемь маловыразительных осколков и четыре отщепа от оббивки бифасов и ретуши.

Из 24 орудий особый интерес представляют три предмета с двусторонней обработкой: типичный мустьерский бифас («рубильце»), близкий листовидным остриям, обломок листовидного острия и небольшое острие, обработанное с двух сторон противолежащей ретушью. Как обломок листовидного острия, так и «рубильце» обработаны одинаково: брюшко уплощено, а спинка имеет крутую ретушь, которая окончательно определяет контур орудия. Правда, «рубильце» имеет дополнительную подправку с брюшка. Поперечное сечение подобных изделий асимметричное. Видимо, к этой группе орудий относится массивный отщеп с двусторонней ретушью.

Скребла представлены в коллекции двумя типичными и двумя атипичными предметами. Оба типичных относятся к скреблам-остроконечникам — déjeté (Любин, 1962). Особенно выразительно скребло, изготовленное на коротком и широком довольно массивном отщепе (4,5 × 5,4 ×

× 1,4 *см*). Оба лезвия, обработанные типичной контрударной ретушью, сходятся почти под прямым углом. Ударная площадка, как и часть ударного бугорка, стесана. Атипичные скребла, изготовленные на мелких, но массивных отщепах (максимальная длина самого крупного изделия 4,2 *см*), имеют ретушь, идущую вдоль выпуклого рабочего края. В отличие от типичных скребел с выпуклым лезвием они имеют мелкую, но беспрерывную ретушь по одному из продольных краев отщепа.

Среди орудий имеются одно маловыразительное скребловидное орудие на коротком отщепе и две проколки — сверла, изготовленные из отщепов. Жальца этих проколок выделены грубой ретушью. В том, что это изделия мустьерские, нас убеждает не только грубая ретушь, не только метод выделения острого жальца при помощи выемок, но и сами отщепы, из которых изготовлены эти предметы. Наиболее выразительный экземпляр изготовлен из леваллуазского отщепа с выпуклой фасетированной ударной площадкой и крупным ударным бугорком. Среди отщепов нами выделены два изделия, которые следует отнести к категории ножей с естественной спинкой. Оба изделия, отщеп и пластина, имеют естественно острый край со следами утилизации, а противоположный ему край — спинка (обушок) — покрыт коркой. Встречены орудия с выемками (4 экз.) и серией выемок, образующих зубчатое лезвие (5 экз.). Многочисленны отщепы со следами утилизации (10 экз.). Эти предметы, как и леваллуазские отщепы без ретуши, нами не включены в число орудий. Типология трех орудий затруднительна. Среди них интересно массивное острие. Это орудие, которое может встретиться в любом комплексе, нами отнесено к мустье условно, так как оно найдено на участке, где встречались и изделия позднего палеолита. В эту группу отнесены также массивное острие с противолежащей ретушью и отщеп с подтеской с нижней поверхности. Подтеска аналогична той, которую мы наблюдали на скребле, и обычна для мустьерских комплексов.

О датировке комплекса сейчас трудно сказать что-либо определенное. Сравнение с ближайшими стоянками этого времени Молодова I и V (Черныш, 1960 и др.) показывает явные отличия. Мустьерский комплекс горы Стинка отличается как техникой расщепления (преобладание массивных и укороченных отщепов с неподправленными ударными площадками, иные формы нуклеусов, низкий процент пластин [1] и сколов леваллуа), так и набором орудий. Наличие бифасов, отсутствующих в молодовском мустье, иная форма скребел (в молодовских стоянках нет искривленных скребел-остроконечников). Возможно, мустье горы Стинка имеет аналогии с малоизученными стоянками типа Касперовцы — комплексами, где обычны орудия из кварцита (Борисковский, 1953).

Являются ли различия хронологическими или локальными? На этот вопрос, вероятно, помогут ответить дальнейшие исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Анисюткин Н. К. О датировке грота Шайтан-Коба. Археологический сб.— Труды VIII Всес. студ. конференции. Л., 1964.

Береговая Н. А. Палеолитические местонахождения СССР.— Материалы и исслед. по археол. СССР, 1960, № 81.

Борисковский П. И. Палеолит Украины.— Материалы и исслед. по археол. СССР, 1953, № 40.

[1] Автор статьи имел возможность ознакомиться с коллекциями молодовских стоянок во Львове. Для Молодова I характерен высокий показатель пластин — около 20%, что соответствует нашим подсчетам (Анисюткин, 1964).

Любин В. П. Новое о нижнем палеолите Северной Осетии.— Краткие сообщ. Ин-та археол. АН СССР, 1962, вып. 92.
Черныш А. П. К вопросу о мустьерских жилищах.— Краткие сообщ. Ит-та археол. АН УССР, 1960, № 10.
Черныш А. П. Мустьерские слои стоянки Молодова V.— Краткие сообщ. Ин-та археол. АН СССР, 1961, вып. 82.
Bordes F. et Bourgon M. Le complexe moustérien: Moustérien, Levalloisien et Tayacien.— L'Anthropologie, t. 55, N 1—2. Paris, 1951.

Н. Н. КАРЛОВ и С. К. НАКЕЛЬСКИЙ

ЛАВРОЛИСТНЫЙ КЛИНОК ИЗ КРЫМА

Принято считать, что верхнепалеолитическая культура Крыма развивалась своеобразными путями, близкими Средиземноморью (Замятнин, 1961; Ефименко, 1953; Векилова, 1957). В Крыму М. В. Муратовым был найден один обломок наконечника лавролистной формы (Петрунь и Белокрыс, 1961; Николаев, 1960; Громов, 1948). Отрицая наличие в этом районе остатков той или иной культуры, обычно упускают из вида неполноту геологической летописи и возможность уничтожения памятников процессами размыва, которые происходили здесь достаточно интенсивно. При этом не исключено, что палеолитический человек селился не в пещерах, а на открытых охотничьих стоянках (Петрунь и Белокрыс, 1961). Все это заставляет с особенным вниманием относиться к любой находке, пусть даже случайной, которая может помочь нам в решении этих сложных вопросов. На рис. 1 изображено двусторонне обработанное кремневое орудие, найденное С. К. Накельским близ железнодорожной станции Сарабуз примерно в 18 *км* к северо-западу от г. Симферополя (подъемный материал). Орудие хорошо дополняет упомянутую важную находку М. В. Муратова. Оно изготовлено из серого просвечивающего на тонких краях мелового кремня, покрытого снаружи слоем беловатой патины, и имеет удлиненную неправильно лавролистную форму с одним выпуклым и острым, а другим вогнутым и притупленным длинным краем. С обеих сторон по всей поверхности орудие обработано плоскими сколами, а на обоих концах и на выпуклом длинном краю подправлено весьма плоской заостряющей ретушью. Характерно, что большая часть вторичных сколов, заостряющих длинный рабочий край, направлена под косым углом к длинной оси орудия. Размеры: длина 132 *мм*, ширина — 54 *мм*, толщина — 6 *мм*, индекс массивности (Т : Д $\times$ 100) — 6,8.

По тщательности и изяществу обработки это кремневое орудие может явиться украшением любой археологической коллекции. Относительно его применения можно предположить, что орудие использовалось в качестве ножа (клинка). На это указывает наличие у него одного весьма тщательно подправленного двусторонней ретушью острого и длинного рабочего края (лезвия), а также притупленность противоположного вогнутого края, игравшего роль «пятки» и очень удобно приспособленного для захвата орудия рукой во время работы.

По характеру обработки (совершенно плоская тщательная ретушь) орудие обнаруживает большое сходство с раннесолютрейскими лавролистными остроконечниками из стоянки Кро-дю-Шарнье и другими в Западной Франции, но отличается от них неправильной асимметричной формой и лишь одним вогнутым притупленным длинным краем. В этом отношении оно стоит ближе к североиспанским наконечникам с вогнутым основанием, которые Г. Обермайер считал солютрейскими. Описанное орудие

обнаруживает большое сходство также с кремневым ножом из 5-го слоя Костенки 1, описанным А. Н. Рогачевым (1957), который относит этот слой к ранней поре «ориньякско-солютрейской» культуры. Нож из Сарабуза отличается от костенковского несколько большей длиной (132 *мм* против 125), гораздо меньшей толщиной (9 *мм* против 25) и более тщательной плоской ретушью.

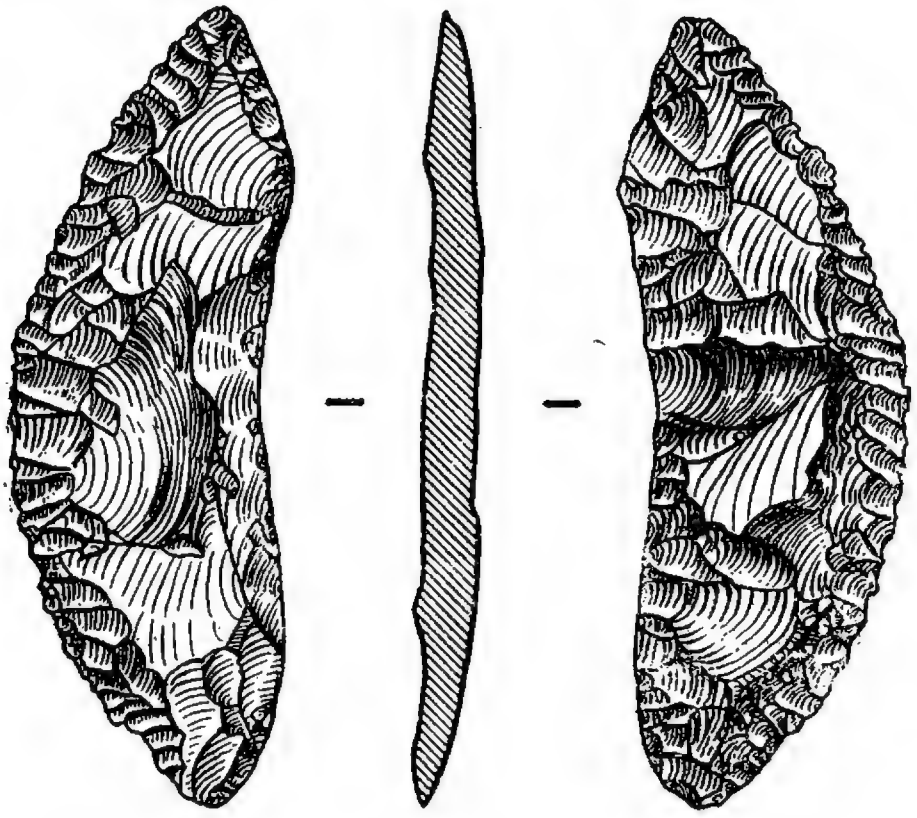


Рис. 1. Лавролистный клинок из окрестностей ст. Сарабуз.
Зарисовка Н. Н. Карлова

Следует отметить, что в неолите также были распространены приемы двусторонней обработки кремня. В связи с этим не исключена возможность неолитического возраста орудия. Однако, судя по данным А. Я. Брюсова и других исследователей (Брюсов, 1952; Громов, Краснов и др., 1961; Ефименко, 1953), неолитические ножи обрабатывались широкими и короткими, но не длинными и узкими плоскими фасетками, какими обрабатывался нож из Сарабуза. Кроме того, описанные А. Я. Брюсовым неолитические ножи из стоянок Верхнее Веретье и Изюмской имеют значительно меньшие размеры и длина их почти в 2 раза меньше длины описанного клинка.

Поэтому, не предрешая вопроса о точной датировке этого орудия, мы высказываем лишь предположение о том, что оно может относиться к солютрейской культуре, и считаем желательными дальнейшие поиски памятников этой культуры в Крыму.

ЛИТЕРАТУРА

Брюсов А. Я. Очерки по истории племен Европейской части СССР в неолитическую эпоху. Изд. Ин-та мат. культ. АН СССР, 1952.

Векилова Е. А. Стоянка Сюрень I и ее место среди палеолитических местонахождений Крыма и ближайших территорий.— Материалы и исслед. по археол. СССР, 1957, № 59. Палеолит и неолит СССР, т. 3.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии

континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64, геол. серия, № 17.
Ефименко П. П. Первобытное общество, 3-е изд. Киев, 1953.
Замятнин С. Н. Новые данные по палеолиту Закавказья.— Сов. археол., 1935, № 2.
Замятнин С. Н. О локальных различиях в культуре палеолитического периода.— Труды Ин-та этнографии, 1961, новая серия, т. 16.
Мережковский К. С. Каменный век в Египте и Сирии.— Изв. РГО, 1880 (1887), т. 17.
Николаев Н. И. Материалы к геологии палеолита Крыма и связанные с ним некоторые общие вопросы четвертичной геологии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, т. 18, № 2.
Петрунь В. Ф., Белокрыс Л. С. К применению геологами археологического метода исследования в условиях Горного Крыма.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1961, № 26.
Рогачев А. Н. Многослойные стоянки Костенковско-Борщевского района.— Материалы и исслед. по археол. СССР, 1957, № 59. Палеолит и неолит СССР, т. 3.
Черныш А. П. Поздний палеолит Среднего Приднестровья.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1959, т. XV.
Черниш О. П. Палеолітична стоянка Молодова V.— Вид. АН УРСР, Київ, 1961.

О. М. АДАМЕНКО

К ВОПРОСУ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ВОЗРАСТЕ ЮЖНОСИБИРСКОГО ПАЛЕОЛИТА

В 1960 г. при производстве геологической съемки в предгорьях Алтая геологами Западно-Сибирского геологического управления и Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья обнаружены три ранее неизвестные археологам верхнепалеолитические стоянки — Станица Бехтемирская, озеро Светлое и сопка Талицкая.

Стоянка у Станицы Бехтемирской была обнаружена С. Ф. Дубинкиным. Позже нами на этой стоянке произведены дополнительные сборы каменных орудий и кухонных отбросов (обожженных костей млекопитающих). Стоянка расположена в 40 *км* восточнее г. Бийска, в 1,5 *км* прямо на север от северной окраины Станицы Бехтемирской, в одном из длинных глубоких оврагов, прорезающих IV надпойменную террасу р. Бии на глубину 35—40 *м*. Овраг развился на месте узкой древней балки, дно которой возвышается на 20—25 *м* над поймой р. Бии и соответствует поверхности ее III террасы. На дне этой балки, сейчас прорезанной оврагом на 20 *м*, непосредственно под почвенно-растительным слоем в бурых суглинках (балочный аллювий) собраны многочисленные орудия и обожженные кости.

Отложения древней балки спускаются на поверхность III надпойменной террасы и соответствуют по возрасту покровным лёссовидным суглинкам, залегающим на верхних слоях аллювия III террасы. По-видимому, в то время дно балки в приустьевой части было удобно для поселения древних людей. Впоследствии при формировании более низких террас в результате понижения базиса эрозии началось интенсивное врезание оврага в дно древней балки, и стоянка из-за неблагоприятных условий обитания была покинута. Указанные геоморфологические соотношения позволяют датировать культурный слой временем отложения покровных суглинков на поверхности III террасы.

По определению В. И. Матющенко (Музей истории материальной культуры Томского государственного университета), на стоянке обнару-

жено четыре отщепа небольших размеров; удлиненный скребок, обработанный грубой ретушью; небрежно обработанные небольшие скребки; массивное орудие с широкими продольными гранями, обработанное со стороны спинки крупной ретушью; скребло; скребловидные орудия с полукруглыми лезвиями, обработанными неаккуратной ретушью; орудие, по форме напоминающее остроконечник, обработанный ретушью только со стороны спинки; обломок остроконечника и отщеп, который можно было использовать в качестве провертки. Орудия изготовлены из микрокварцита от светло- до темно-серого цвета, фельзитов и кварцевых порфиров вишнево-серого, зеленовато-серого и бурого цвета. Обожженные кости млекопитающих (кухонные отбросы) из стоянки у Станицы Бехтемирской принадлежат, по определению И. Г. Пидопличко, лошади (Equus equus) и быку (Bos sp.).

Общий облик материала этой стоянки позволяет датировать ее последним этапом верхнего палеолита. Ни техника обработки орудий (односторонняя ретушь), ни формы их не выделяют этот памятник из других позднепалеолитических местонахождений Сибири. Эта стоянка имеет аналогии в верховьях р. Енисея (Сосновский, 1935): Забочка, Переселенческий пункт и другие, а также в Забайкалье (Кяхта) и по р. Лене (Окладников, 1950). Такого же типа орудия известны в предгорьях Алтая на Сросткинской стоянке (Сосновский, 1932, 1938). Но нельзя оставить без внимания и тот факт, что на стоянке у Станицы Бехтемирской имеются некоторые орудия (скребло, остроконечник, скребок), аналоги которых известны на стоянке Мальта (Герасимов, 1935). Это свидетельствует о том, что стоянка у Станицы Бехтемирской должна датироваться более ранним периодом позднего палеолита, чем все вышеуказанные памятники.

Стоянка на сопке Талицкой была обнаружена Ю. В. Куропаткиным, С. Ф. Дубинкиным и О. М. Адаменко в августе 1960 г. Сопка Талицкая — это эрозионный останец конусообразной формы на поверхности III надпойменной террасы р. Катуни. Сопка сложена среднедевонскими лавобрекчиями и ороговикованными песчаниками. Высота ее — несколько десятков метров. Она расположена в 18 *км* прямо на восток от с. Советское (Грязнуха), в окрестностях центральной усадьбы совхоза «Урожайный».

На склонах сопки Талицкой, прямо на поверхности вспаханного поля, собрано большое количество орудий (более 200—250), часть из которых передана В. И. Матющенко для определения. Среди них определено 29 отщепов различной формы и размеров (иногда до 12—14,5 *см*), обычно имеющих острые режущие края без каких-либо следов вторичной обработки; три нуклеуса; два отщепа со следами обработки (один из них мог служить рубящим орудием); два рубиловидных орудия со следами грубых широких сколов, покрывающих всю их поверхность и заостряющих нижнюю часть; два скребка, изготовленные из отщепов путем обработки нижней части их грубой крутой отжимной ретушью, и семь скребел, обработанных односторонней крутой ретушью. Орудия изготовлены из различных по окраске кислых эффузивов, кварцитов и роговиков.

Стоянка на сопке Талицкой без всякого сомнения относится к позднему палеолиту и имеет свои аналоги в стоянках Сибири: Афонтова гора, Сростки, Забочка, Тележный лог, Кирпичный лог, Переселенческий пункт и других по р. Енисею (Сосновский, 1935, 1940).

Стоянка у озера Светлого, расположенная на соседней сопке, в 1 *км* к западу от сопки Талицкой, обнаружена в августе 1960 г. О. М. Адаменко, С. Ф. Дубинкиным и Ю. В. Куропаткиным. Здесь на вспаханном южном обращенном к озеру Светлому склоне сопки нами собраны, по определению В. И. Матющенко, 8 отщепов; скребок с округлым лезвием,

обработанным притупляющей ретушью со стороны спинки; 5 скребел с многочисленными следами скола и грубой обработкой односторонней небрежной ретушью. Стоянка у оз. Светлого по времени очень близка стоянке на сопке Талицкой и датируется эпохой позднего (верхнего) палеолита. Стоянки у оз. Светлого и на сопке Талицкой, располагаясь на поверхности эрозионных останцев в долине р. Катуни, не имеют большого геологического значения, однако для археологов могут служить благодатным объектом, так как изобилуют разнообразными орудиями труда верхнепалеолитического человека.

Верхнепалеслитические стоянки известны также в районе г. Бийска (Сергеев, 1939), у с. Сростки (горы Пикет и Монах), в окрестностях Маймы и в других местах исследованной территории.

Касаясь геологической датировки описанных выше верхнепалеолитических памятников, следует кратко остановиться на возрасте террасовых отложений, развитых в долинах Бии и Катуни. Нами откартировано в предгорьях Алтая пять надпойменных террас, наиболее древняя из которых — бийская — прислонена к нижне-среднеплейстоценовым отложениям краснодубровской свиты и по комплексу палеонтологических остатков датируется концом среднего — началом верхнего плейстоцена. Содержащаяся в средней части разреза террасы обильная фауна моллюсков, среди которых И. В. Даниловским определено много холодолюбивых видов, видимо, указывает на похолодание конца среднего плейстоцена, связанного с тазовским ледниковьем (Адаменко, 1963). По находкам фауны млекопитающих верхнепалеолитического комплекса IV надпойменная терраса Катуни и Бии датируется верхним плейстоценом. Абсолютный возраст костей млекопитающих, определенный И. Г. Пидопличко по коллагеновому методу, позволяет датировать аллювий IV террасы первой половиной верхнего плейстоцена. В верхних слоях аллювия IV террасы присутствуют остатки холодолюбивых моллюсков, обитающих ныне в альпийской зоне гор Евразии. Возможно, они свидетельствуют о холодном климате эпохи образования IV террасы, что позволяет увязывать ее с зырянским оледенением.

Третья надпойменная терраса Бии и Катуни прислонена к IV, по возрасту относится к середине или ко второй половине верхнего плейстоцена, что подтверждается многочисленными находками в аллювии III террасы руководящих для верхнего плейстоцена остатков поздних форм мамонта и короткорогого зубра, а также шерстистого носорога, быка, лошадей, благородных оленей, гигантских оленей и др. В аллювии III террасы часто встречаются остатки теплолюбивых, ныне не обитающих здесь моллюсков Pupilla sterri Voith. (определения И. М. Лихарева), что может свидетельствовать о достаточно благоприятных (и даже теплых) условиях этой эпохи, видимо совпадающей с каргинским межледниковьем на севере Западно-Сибирской низменности.

Покровные лёссовидные суглинки и супеси, залегающие на поверхности III надпойменной террасы, были сформированы в эпоху сартанского оледенения. Видимо, этим временем следует датировать верхнепалеолитические стоянки предгорий Алтая, так как одни из них (Станица Бехтемирская, Майма) явно приурочены к покровным отложениям или синхронному им балочному аллювию, а другие (Сростки, Бийск, Талицкая, оз. Светлое) по облику каменных орудий синстадиальны первым. Если это так, тогда последний этап верхнего палеолита предгорий Алтая относится к концу позднего плейстоцена, скорее всего к эпохе сартанского оледенения на севере Западно-Сибирской низменности.

ЛИТЕРАТУРА

Адаменко О. М. Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины в районе слияния рек Бии и Катуни.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1963, т. XXII.

Герасимов М. М. Палеолитическая стоянка Мальта.— Изв. Гос. акад. истории матер. культуры, 1935, № 18.

Окладников А. П. Следы палеолита в долине р. Лены.— Материалы и исслед. по археол. СССР, 1950, № 39.

Сергеев С. М. Позднепалеолитическая стоянка в окрестностях г. Бийска Алтайского края.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1939, т. XVII (6).

Сосновский Г. П. Палеолитические находки в предгорьях Алтая.— Труды Междун. ассоц. по изуч. четверт. периода, 1932, вып. III.

Сосновский Г. П. Позднепалеолитические стоянки долины р. Енисея.— Изв. Гос. акад. истории матер. культуры, 1935, № 48.

Сосновский Г. П. Верхнепалеолитические стоянки под Бийском.— Труды Сов. секции Междун. ассоц. по изуч. четверт. периода, 1938, вып. I.

Сосновский Г. П. Итоги изучения палеолита Алтая (1935—1936 гг.).— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1940, № 6—7.

Г. Ф. ОДИНЕЦ

О ВЫХОДЕ ЮРЫ В ДОЛИНЕ р. БОЛЬШОЙ ЮГАН И ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕНОСНОСТИ ЭТОГО РАЙОНА[1]

В 1934 г. В. И. Громов (1934) впервые в истории геологических исследований Западно-Сибирской низменности указал на коренной выход верхнеюрских отложений в районе юрт Еутских, расположенных в долине р. Большой Юган, южнее г. Сургута.

Несмотря на то, что верхнеюрские отложения в верхней части нарушены ледником, все же их коренное залегание не вызывало сомнения и доказывалось В. И. Громовым (1934) следующими данными:

«1. Интенсивные дислокации этих отложений наблюдаются в верхней части, тогда как лежащие в основании глины, по-видимому, не испытали столь заметных нарушений.

2. Под мезозойской толщей нигде не наблюдались ледниковые отложения».

Необходимо отметить, что юрские отложения в отдельных местах обнажения прослежены до уровня Большого Югана.

Выход юрских отложений в долине Большого Югана в течение многих лет значился на геологических картах СССР, но после работы В. Г. Васильева (1946), представившего его как отторженец, принесенный среднечетвертичным ледником, он был снят с геологических карт.

В связи с тем, что в долине Большого Югана в юрских отложениях обнаружена нефть, а в соседнем районе, в долине р. Конды у озера Шаим, в 1959 г. получена первая промышленная нефть из юрских отложений, представляет большой практический интерес проанализировать доводы В. Г. Васильева (1946) об экзотическом характере юрских отложений, тем более, что это вызывает сомнение и, как нам кажется, неправильно ориентирует значение этого выхода юры для поисков нефти. Васильев указывает: «Прежде чем стать на точку зрения объяснения причин выхода мезозоя на дневную поверхность, перед нами встала задача окончательного доказательства коренного положения этих пород в дан-

---

[1] Статья поступила в редакцию Бюллетеня в 1961 г.

ном пункте» (1946, стр. 87—88). Каждому ясно, что для проверки коренного положения юры контрольная скважина должна была задаваться непосредственно на выходе юры, залегающей в цоколе высокой равнины, прорезанной долиной Большого Югана.

Между тем, Р. Ф. Гуголя под руководством В. Г. Васильева задал контрольную скважину 102, хотя и близко от выхода юры, но неправильно, гипсометрически ниже его, на совершенно другом геоморфологическом элементе рельефа — пойме, на уровне Большого Югана, что видно из работы В. Г. Васильева (1946, стр. 88). По его описанию нами составлен геологический разрез (рис. 1). Из этого разреза видно, что верхняя юра, находящаяся в правом склоне долины Большого Югана, перекрывается валунным суглинком, отнесенным В. И. Громовым (1934) к морене среднечетвертичного оледенения. Приводим разрез отложений, вскрытых скважиной 102 сверху вниз (по Васильеву, 1946):

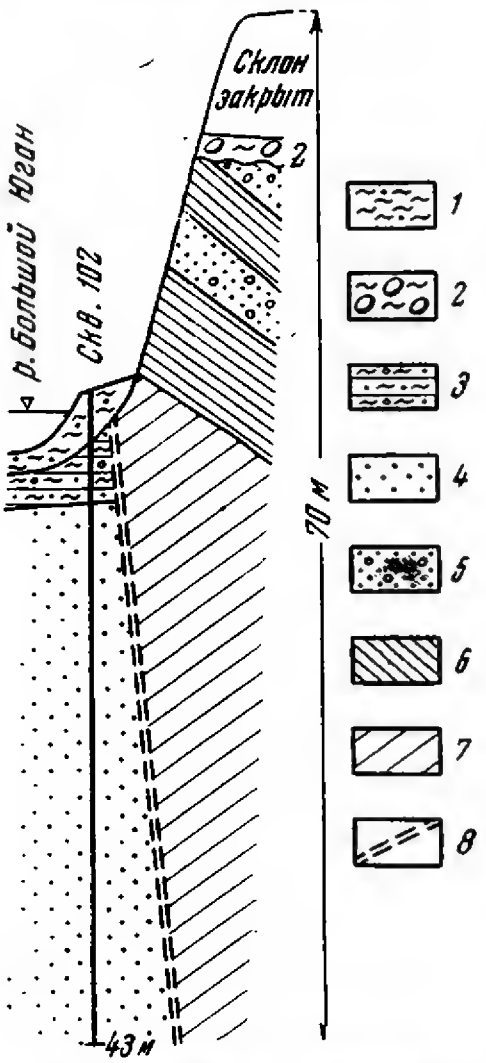


Рис. 1. Схема условий залегания юрских отложений в долине р. Большой Юган.

1 — alQ_4, современные аллювиальные отложения Большого Югана, серые песчанистые глины; *2* — валунные суглинки проблематичного возраста и генезиса; *3* — глины серые с галькой известняка и траппа; *4* — N_2, верхнеплиоценовые пески; *5* — J_3, верхнеюрские пески с галькой; *6* — J_3, верхнеюрские глины; *7* — J, юрские отложения; *8* — линия тектонического контакта

«12. Глина серая, песчанистая, сильно выветрелая, плотная, сланцеватая с обломками белемнитов, мощность 0,5 *м*.

13. Глина серая, темная, зеленоватая, слабо песчанистая, слюдистая, плотная, местами сланцеватая с редкими обломками плохо сохранившейся фауны. Встречаются хорошо и угловато-окатанные гальки траппа и бурого угля с едва заметной структурой дерева, мощность 1,5 *м*.

14. Глина светло-серая, местами темно-серая, плотная песчаная с редкой галькой известняка (размером 4×2 *см*), угловато окатанной. Кроме гальки известняка встречается угловатая щебенка известняка размером до 0,01 *м* и хорошо окатанная галька траппа размером 5×2 *см*, мощность 5,5 *м*.

15. Песок серый, темно-серый, зеленоватый и желтый, более или менее глинистый, разнозернистый, сильно водоносный (плывун), с редкой галькой траппа. Встречаются прослои глин серых, темно-серых, сильно песчаных, до 1 *м* мощностью. Наблюдается масса древесных остатков. Мощность 35,5 *м*».

Ввиду того, что скважина 102 была расположена недалеко от Большого Югана на ее меженном уровне, в паводки это место несомненно заливается водой и перерабатывается рекой. Отсюда самые верхние слои от поверхности земли до глубины 2 *м* правильнее всего рассматривать как современный аллювий, в котором, как это видно из разреза, встречаются и обломки пород юры, выходящей в ближайшем обнажении, и принесенные рекой мелкие гальки траппов.

Таким образом, абсолютно недопустимо считать пойменные отложения слоя 13 мореной, как это сделал В. Г. Васильев, хотя бы потому, что породы слоя 13 совершенно не содержат валунов, имеющихся в слое морены, покрывающей юру (см. рис. 1). Неправильное отнесение слоя 13 к морене, недоучет геоморфологического положения скважины 102, неза-

конная рисовка морены под отложениями с юрской фауной привели В. Г. Васильева (1946, стр. 89) к неправильному выводу об экзотическом характере юрских отложений в долине Большого Югана.

Что касается слоев 14 и 15, вскрытых скважиной 102, то они по литологическому составу и заключенной в них пыльце весьма сходны с проблематичной толщей этого района, отнесенной В. И. Громовым (1934) к неогену. Это сходство В. Г. Васильев подкрепляет и петрографическими анализами, но без всякого основания относит их к среднечетвертичным.

Тот факт, что в этих отложениях абсолютно отсутствуют диатомеи, споры и пыльца верхнеюрского возраста, что видно из табл. 17 и 18, В. Г. Васильева (стр. 91—92), несмотря на то, что юра находится буквально рядом с ними, заставляет считать, что между верхней юрой, залегающей in situ, и слоями 14—15 (верхнего плиоцена) проходит сброс. Это тем более вероятно, что по новейшим геофизическим данным, по карте дизъюнктивных нарушений фундамента Обь-Иртышского междуречья, опубликованной И. В. Дербиковым с соавторами (1960), в долине Большого Югана проходит региональный сброс северо-северо-восточного простирания. Все это не оставляет сомнений в том, что здесь выход юрских отложений на дневную поверхность обусловлен не ледниковой деятельностью, а тектонической дислокацией, которая может быть в одних местах сбросом, а в других — флексурой. Совершенно ясно, что подобные дислокации не могли проявляться в Западно-Сибирской низменности в четвертичном периоде, так как такие дислокации в четвертичное время нигде не проявлялись, даже в типичных геосинклинальных зонах. Возможно, они могут иметь верхнеплиоценовый возраст и скорее всего могут сопоставляться с акчагылской фазой альпийского тектогенеза Кавказа или сахалинской фазой Дальнего Востока СССР.

Поскольку в долине р. Конды в районе озера Шаим в конце 1959 г. открыта промышленная нефть из более низкого, чем в долине Большого Югана, горизонта юрских отложений, а в долине Большого Югана известны естественные следы нефти, то в свете новых данных о дислокациях рассматриваемого района выявляются исключительные перспективы для поисков промышленной нефти в Сургутском районе на левобережье р. Оби в нижней части бассейна Большого Югана. Разумеется, поиски нефти в этом районе должны сопровождаться прежде всего постановкой геологической и геофизической съемок в масштабе не менее 1 : 100 000 или 1 : 50 000 с захватом значительной территории вдоль намеченных дислокаций и выходов юры, а также заложением створов скважин, расположенных непосредственно на выходе юры и вкрест ее простиранию.

Установление на севере Западно-Сибирской низменности следов весьма интенсивного верхнеплиоценового тектогенеза имеет огромное значение не только для поисков нефти и газа, но и для уточнения нижней границы антропогена, а также уточнения стратиграфических схем четвертичных и плиоценовых отложений.

ЛИТЕРАТУРА

В. Г. Васильев. Геологическое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности и ее нефтеносность. М.— Л., 1946.

В. И. Громов. Материалы к изучению четвертичных отложений в бассейне среднего течения р. Оби.— Труды Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1934, вып. 2.

И. В. Дербиков, М. П. Гришин, И. М. Агульник. В вопросу о дизъюнктивной тектонике и методах ее выявления на территории Западно-Сибирской низменности.— Труды Сиб. н.-и. ин.-та геол., геоф. и мин. сырья Мин. геол. и охр. недр СССР, 1960, вып. 10.

БИБЛИОГРАФИЯ

ТАТА. СРЕДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКАЯ ТРАВЕРТИНОВАЯ СТОЯНКА В ВЕНГРИИ

Под ред. Л. Вертеша

«Археология Венгрии». Н. С. XLIII, 253 стр., 28 табл. Будапешт, 1964

TATA. EINE MITTELPALAOLITHISCHE TRAVERTIN-SIEDELUNG IN UNGARN.

Herausgegeben von L. Vértes
«Archaéologia Hungarica», S. N. XLIII Budapest, 1964

Сборник, в котором приняли участие более 20 авторов, содержит детальное и всестороннее описание интереснейшего палеолитического местонахождения в травертиновом комплексе близ г. Тата.

Город Тата находится в 60 *км* к западу-северо-западу от Будапешта и 10 *км* к югу от Дуная.

Здесь до настоящего времени существуют термальные источники, вытекающие из трещин в мезозойских породах. Они отлагают пресноводные известковые туфы, достигающие местами значительной мощности.

Палеолитическое местонахождение связано с травертиновым потоком плейстоценового возраста, расположенным на восточном склоне небольшой возвышенности — горы Калвариа (38 *м* над озером Тата). Поток имеет протяжение около 500 *м* при ширине до 150 *м*. Мощность его достигает 15 *м*. Травертины неоднородны и представлены сменой различных по степени плотности известковых туфов, содержащих прослои кластического материала, лёссовидных отложений, иногда со следами перерывов и почвообразования и эоловых песков.

В таких прослоях среди травертинов заключены остатки древнего мустьерского поселения с большим количеством кремневых изделий и костей животных.

Местонахождение известно издавна. Изучение его проводилось в 1909—1913 гг. Т. Кормосом, первым отметившим здесь наличие палеолитических остатков. Затем, после долгого перерыва, Л. Вертеш производил здесь археологические раскопки в 1958 и 1959 гг. (при участии специалистов ряда смежных областей науки), с последующим детальным изучением материалов.

Результатом этих работ явилась рецензируемая книга.

Книга делится на три части: первая посвящена описанию травертинового потока; вторая — заключенной в нем флоры и фауны; третья, основная и наиболее объемистая,— археологическим находкам и их значению. Первой части предшествует предисловие Э. Вадаса (E. Vadász) и небольшой исторический обзор Л. Вертеша.

Первая часть состоит из пяти статей. В статье П. Кривана (P. Kriván) дано общее геологическое описание травертинового комплекса; в коллективной статье И. Опоски (I. Opauszky), Л. Матуша (L. Matus), Я. Лукача (J. Lukàcs), И. Кисса (I. Kiss) приводятся подробные данные по палеотемпературам травертинового разреза, основанные на измерении содержа-

ния изотопов O^{18}/O^{16} в карбонатах (с описанием методики). Установлена относительная температура времени образования отдельных травертиновых горизонтов, совпадающая с результатами палеоботанических и палинологических анализов. Следующая небольшая статья Я. Рожавольдьи (J. Rózsavölgyi) посвящена данным минералогического изучения травертинов в кернах буровых скважин. В краткой информационной статье приводятся письма Х. де Фриза и Х. де Ваарда с данными радиоуглеродных определений травертинов из Таты.

Первая проба представляет собой известковый туф с мелкими уголечками, взятый из скважины с глубины 5,5 *м* и соответствующий, по мнению Л. Вертеша, мустьерскому культурному горизонту. Была получена дата 50 000 ± 2 500 лет (Gro-2538). Вторая проба — обожженные кости животных, взятая непосредственно из культурного слоя, показала значительно более молодой возраст: 33 600 ± 1100 лет (GRN-3023). Проф. Х. де Ваард отмечает в связи с этим сложность химической очистки костного материала и возможность его загрязнения более молодым углеродом.

В последней статье этой части И. Михальи-Ланьи (I. Michályi-Lányi) приводит результаты литологического изучения осадочных пород.

В разрезе, содержащем мустьерские остатки, выделены по этим данным две климатические фазы. Первая — сухая, во время которой отлагались лёссовидные породы и вторая сухая и теплая, с которой связано образование эоловых тонкозернистых песков.

Вторая часть рецензируемой книги содержит несколько статей, посвященных: изучению харовых водорослей и мхов в травертинах (A. Boros), биологическим предпосылкам образования известковых туфов (Z. Pavletić), подробному описанию растительных остатков из травертинового комплекса Таты (V. Budó, I. Skoflek), результатам палинологических анализов (M. Járai-Komlódi), результатам изучения срезов древесных углей (J. Stieber), а также стратиграфическому значению палеоботанических данных (M. Járai-Komlódi, I. Skoflek, J. Stieber) с попыткой реконструкции климата времени образования травертинов. Стратиграфические выводы этих исследователей сводятся к тому, что травертиновый комплекс Таты образовался в течение второй половины рисс-вюрма и до конца вюрма.

В большой статье Е. Кролоппа (E. Krolopp) описывается фауна моллюсков (60 видов, из них 43 наземных) из травертинов, указывающая на ряд климатических колебаний во время образования травертинового комплекса. Другая фундаментальная статья М. Крецоя (M. Kretzoi) рассматривает фауну млекопитающих из травертинов Таты. Данные по экологии этой фауны приводят автора к выводу о том, что мустьерский слой может связываться либо с концом последнего межледниковья (перед вюрмом), либо со временем, предшествующим интерстадиалу WI/WII (готтвейгу).

Следующая, археологическая часть книги начинается с небольшой статьи А. Вег и И. Вичиана (A. Végh, I. Viczián), содержащей результаты петрографического изучения мустьерских кремневых изделий. Далее следует главная часть работы — статья Л. Вертеша о раскопках и археологических находках в Тате. Вначале довольно коротко описываются условия раскопок (со схематическими планами и разрезами), затем весьма основательно рассматриваются археологические объекты. Культурный слой связан с лёссовидными отложениями, выполняющими пещеры и пустоты в травертинах. Они залегают на дне пещер и прикрываются толщей эоловых песков.

При раскопках 1958—1959 гг. в культурном слое было обнаружено 2193 каменных изделия (что составляет всего 2318 экз. вместе с найденными ранее Т. Кормосом). Кроме того, здесь обнаружено 23 обработан-

ные кости (среди них чуринги), остатки охры и весьма интересный нуммулитовый амулет с крестообразными царапинами.

Среди каменных изделий более 90% кремневых, около 7% кварцитовых и лишь ничтожная часть (1,4%) состоит из других пород. 906 экземпляров из 2318 имеет двустороннюю (несплошную) обработку. 58,6% изделий сделано на гальках (хотя местонахождение расположено недалеко от выходов кремня). Приводится подробное описание (с рисунками и замерами) различных типов найденных здесь изделий, имеющих, как правило, небольшие размеры (средняя длина 30,25 *мм*). В целом отмечается, что при их изготовлении применялась леваллуазская методика. Среди типов орудий резко преобладают скребла (52%), почти отсутствуют остроконечники. Имеются элементы солютрейской техники и в значительной части отмечена тенденция к обработке изделий зубчатой ретушью. Отмечается, что многие из этих признаков наблюдаются в селетских памятниках Венгрии. Комплекс изделий в целом отвечает позднему мустье Европы. Это подтверждается кумулятивной диаграммой, составленной для типологического комплекса Таты по Ф. Борду, в сравнении с индустрией местонахождения Абри Шадурн. Приводится ряд других сравнений. Значительная часть этого раздела посвящена технологическому морфологическому изучению каменных изделий. Применяя выработанную им новую морфометрическую методику, Л. Вертеш выводит определенные закономерности и приходит к интересным выводам о том, что люди, изготовлявшие свои изделия, сознательно придерживались определенной стандартизации и выбирали для своих изделий наиболее подходящее сырье.

Далее автор посвящает большое внимание месту мустьерской стоянки Тата в венгерском палеолите, в частности детальному сравнению комплекса изделий Таты с пещерным местонахождением Шубалюк (позднее мустье) и пещерой Янковича (селет), мустьерскими и селетскими местонахождениями Венгрии в целом.

Книга завершается статьей М. Крецоя и Л. Вертеша, в которой подводятся общие итоги монографического изучения стоянки.

Комплексное изучение вмещающих отложений, флоры и фауны дает основание считать, что мустьерский человек жил здесь при климате немного более прохладном и континентальном, чем современный. Предполагается, что это время можно сопоставлять с брорупским интерстадиалом северных районов Европы.

Археологическая культура Таты принадлежит к мустьерскому кругу в широком смысле. Она тщательно изучена новым методом математической статистики, давшим весьма интересные результаты. Культура Таты имеет ближайшее сходство с культурой грота Гваттарди в Италии, отчасти с мустье Крапины. Имеется много общего с поздним мустье пещеры Шубалюк в горах Бюкк, однако здесь отмечаются и серьезные различия, не позволяющие говорить о прямом генетическом родстве. Не обнаруживается генетической связи и с селетом пещеры Янковича. Мустьерская культура Шубалюка несомненно предшествует раннему селету типа Бюкк и связана с ним. Мустье Таты развивалось по другой линии, в форме «псевдоселета», достигшего высокой специализации.

В прилагаемой таблице авторы в графической форме показывают распространение палеолитических культур Венгрии на фоне климатической обстановки конца последнего межледниковья и времени последнего оледенения.

Вюрмский возраст мустьерской стоянки не вызывает сомнений. Если верны приведенные радиоуглеродные датировки или хотя бы одна из них,— он моложе брорупского интерстадиала Западной Европы, о котором

идет речь в заключительной статье двух авторов (этот интерстадиал имеет возраст 58—59 тыс. лет). Существование интерстадиала между брорупским и паудорфским временем, как известно, поставлено под сомнение. В связи с этим дальнейшие исследования абсолютного возраста культурного слоя стоянки были бы крайне желательны.

Монографическое описание местонахождения Тата в целом является одним из лучших образцов изучения и описания палеолитических памятников.

Морфометрический метод изучения комплекса каменных изделий, предлагаемый Л. Вертешом, представляется очень перспективным.

В отношении геологических данных можно сделать некоторые замечания. Хотелось бы видеть геологический разрез всего травертинового потока и, может быть, более детальное общее описание конкретных слоев, содержащих культурные остатки.

Следует отметить высокие технические качества самого издания и приведенных в нем таблиц и фотографий.

И. К. Иванова

ПИСЬМО В РЕДАКЦИЮ

В 1964 г. старшим научным сотрудником Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) С. В. Яковлевой передан в дар в Государственную публичную библиотеку им. М. Е. Салтыкова-Щедрина архив выдающегося советского геолога, профессора, доктора геолого-минералогических наук Сергея Александровича Яковлева (1873—1957).

Архив С. А. Яковлева (фонд № 1053), включающий 280 единиц хранения, содержит материалы к биографии С. А. Яковлева, его труды и переписку, а также материалы других лиц.

Среди документов к биографии С. А. Яковлева следует отметить его автобиографию, анкеты, фотоснимки, юбилейные материалы и некрологи. Заслуживает внимания дело, содержащее переписку С. А. Яковлева — генерального секретаря Редакционной комиссии по составлению международной четвертичной карты Европы — с советскими и зарубежными учеными за 1932—1941 гг.

В архиве хранится значительное число трудов С. А. Яковлева, причем большинство из них не опубликовано. В их число входят работы по общим и частным вопросам геологии и прежде всего четвертичной геологии, учебник и лекции, рецензии, отзывы, заключения и экспертизы.

Среди трудов по петрографии — курсовая работа С. А. Яковлева «Об изменении химического и петрографического состава в диабазах юго-западного побережья Онежского озера» 1902 г., удостоенная Золотой медали в Петербургском университете. С. А. Яковлев, занимаясь исследованием диабазов юго-западного побережья Онежского озера, установил случаи дифференциации основной магмы на диабазовую и гранитную, открыл новую разновидность вариолитов — микровалитов — и высказал взгляд о палеозойском возрасте олонецких кварцитов и диабазов. Выводы работ С. А. Яковлева по петрографии частично вошли в учебник по петрографии Ф. Ю. Левинсона-Лессинга.

Хранящиеся в архиве «Материалы к изучению ледникового периода в северо-восточном Алтае» содержат записки, схемы и карты Алтая, выполненные С. А. Яковлевым в течение четырех экспедиций на Алтай за 1904—1908 гг.

В фонде имеются материалы, относящиеся к многолетней педагогической деятельности С. А. Яковлева в Лесном институте, преобразованном затем в Лесотехническую академию им. С. М. Кирова, Политехническом институте, на сельскохозяйственных курсах им. Стебута. Среди них курс лекций «Грунтовые воды», прочитанный впервые студентам академии в 1911 г. и переработанный в 1932 г., популярные лекции по геологии, читанные на курсах учителей, и описания к таблицам — картинам по эволюции птиц, животных и человека.

Особо следует отметить «Учебник геологии» С. А. Яковлева, составленный по программе для геологоразведочных техникумов. Это популярное среди геологов руководство, по которому учились многие поколения студентов техникумов и вузов, выдержало девять изданий. В архиве хранится новая, дополненная, десятая редакция учебника, над которой автор работал последние годы жизни.

Заслуживают внимания материалы, связанные с работой С. А. Яковлева по составлению и редактированию первой карты отложений четвертичной системы Европейской части СССР в масштабе 1 : 2 500 000, изданной в 1932 г. В том числе: докладная записка С. А. Яковлева от 5 мая 1929 г. об организации съемки четвертичных отложений для составления карты; «Пояснительная записка к карте отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных местностей в масштабе 1 : 2 500 000», составленной сотрудниками ВСЕГЕИ при участии и под редакцией С. А. Яковлева в 1947 г.; доклады и статьи, касающиеся этого вопроса.

Вопросам четвертичной геологии посвящены монографии С. А. Яковлева: «Стратиграфия ледниковых отложений Печорской и Верхнекамской низменности и оледенение Урала» (1944 г.) и «Основные этапы геологического развития территории СССР в четвертичный период» (при участии сотрудников ВСЕГЕИ и других учреждений, 1949 г.), а также многочисленные статьи, доклады и выступления на заседаниях ВСЕГЕИ и конференциях Комиссии по изучению четвертичного периода Академии наук СССР. В том числе статья «О движении льдов в Европейской части СССР в различные эпохи ледникового периода», (1932 г.) и «Геоморфологический очерк Северного края» (1937 г.).

Хранящиеся в архиве материалы свидетельствуют о том, что С. А. Яковлев наряду с научной и педагогической деятельностью принимал участие, в качестве консультанта и эксперта, в изысканиях и строительстве Беломорско-Балтийского и Камо-Печерского каналов, Туломской и Рионской гидростанций, московского и ленинградского метрополитена, канализации Ленинграда и многих других сооружений. Во время Великой Отечественной войны С. А. Яковлев, будучи председателем Экспертной комиссии АПО Ленсовета, выполнял работы для нужд Ленинградского фронта, решая вопросы, связанные с обороной города.

В фонде имеется обширный материал, собранный С. А. Яковлевым как дополнение после издания монографии «Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей» (1926 г.), не утратившей своего научного и практического значения и в настоящее время. В числе трудов по геологии Ленинграда находятся неизданные статьи С. А. Яковлева: «К подразделению четвертичных отложений окрестностей Петрограда» (1926 г.), «Геологический и геоморфологический очерк Ленинградского пригородного района» (1935 г.), «К строительству Большого Ленинграда», «Геологическое строение местности г. Ленинграда» (1938 г.), «Четвертичные отложения местности Большого Ленинграда», «Геологическое строение и полезные ископаемые Ленинградской области» и заключение по проекту перепланировки Ленинграда 1940 г.

Следует сказать также о рецензиях и отзывах С. А. Яковлева на труды и программы курсов лекций по геологии, на диссертации, представленные к защите, статьи и отчеты по материалам геологических экспедиций.

Большой интерес представляют также эпистолярные материалы, посвященные общим и частным вопросам четвертичной геологии. Адресатами и корреспондентами С. А. Яковлева были многие известные ученые: Г. П. Алферьев, В. А. Апродов, Л. С. Берг, В. Г. Бондарчук, С. Г. Боч, Л. А. Варданянц, В. А. Варсонофьева, Г. С. Ганешин, И. П. Герасимов, М. Н. Грищенко, В. И. Громов, Н. И. Дмитриев, В. С. Доктуровский, М. М. Жуков, П. К. Заморий, Б. Ф. Земляков, И. К. Иванова, Д. М. Коненков, Г. Ф. Лунгерсгаузен, В. А. Мартынов, А. И. Москвитин, Н. И. Николаев, С. В. Обручев, Е. В. Павловский, Г. И. Попов, А. Л. Рейнгард, М. А. Римский-Корсаков, А. П. Сигов, Д. Н. Соболев, Т. Н. Спижарский, В. Н. Сукачев, Е. И. Тихвинская, С. Н. Тюремнов, Б. А. Федорович, Н. А. Флоренсов, М. М. Цапенко, Е. Н. Щукина, В. И. Яворский, А. И. Яунпутнинь и др.

Материалы архива С. А. Яковлева представляют большой интерес не только для творческой биографии С. А. Яковлева, но могут быть с успехом использованы при изучении развития отечественной науки, а некоторые не утратили практического значения и в наши дни. В целом архив заслуживает пристального внимания исследователей, сталкивающихся с вопросами науки и практики в области, охваченной трудами этого выдающегося советского ученого и педагога.

Для пополнения архива Государственная публичная библиотека примет с благодарностью все имеющиеся у отдельных лиц письма и материалы С. А. Яковлева (адрес: Ленинград, Центр, площадь Островского, 1, Гос. ордена Трудового Красного Знамени Публичная библиотека им. М. Е. Салтыкова-Щедрина, отдел рукописей).

Е. П. Федосеева

Старший научный сотрудник Отдела рукописей
Гос. публичной библиотеки им. М. Е. Салтыкова-Щедрина

СОДЕРЖАНИЕ

Е. В. Максимов. Признаки общепланетарного единства в сокращении горных ледников последнего оледенения 3

А. Г. Черняховский. О происхождении среднеазиатских лёссов . . 21

Е. Маркович-Марьянович (Югославия). Стратиграфия лёсса острова Сусак в северной части Адриатического моря 32

В. Б. Соколова и В. И. Хомутова. Средне- и нижнечетвертичные отложения центральной части Вологодской области 42

А. Р. Гептнер, Е. Г. Луникина и Л. А. Скиба. Раннеантропогеновые отложения Западной Камчатки (Тигильский район) 57

Е. А. Втюрина. Криогенное строение сезонноталого слоя в пределах жильных полигонов на Чукотке 73

В. Е. Гарутт и К. Б. Юрьев. Мумифицированные остатки дикой лошади из вечной мерзлоты бассейна р. Индигирки 86

М. А. Ербаева. Новые данные для биостратитрафии антропогеновых отложений Западного Забайкалья 93

И. М. Хорева. О фораминиферах из пинакульских отложений Чукотки 104

Научные новости и заметки

Э. Лийвранд и И. Вальт. Результаты спорово-пыльцевого анализа межморенных морских отложений на острове Прангли (Эстония) 117

Г. И. Попов и Н. А. Константинова. О стратиграфическом расчленении и возрасте каспийских отложений бассейна Нижнего Дуная (по данным малакофауны) 120

Л. И. Алексеева. Новые местонахождения эоплейстоценовой фауны млекопитающих на территории Харьковской области (села Большая Камышеваха и Петровское) 122

В. М. Мотуз. Фауна четвертичных моллюсков из осадков древнего Молого-Шекснинского озера 128

Н. К. Анисюткин. Новая палеолитическая стоянка Стинка на Среднем Днестре 134

Н. Н. Карлов и С. К. Накельский. Лавролистный клинок из Крыма 136

О. М. Адаменко. К вопросу о геологическом возрасте южносибирского палеолита 138

Г. Ф. Одинец. О выходе юры в долине р. Большой Юган и перспективах нефтеносности этого района 141

Библиография

И. К. Иванова. Тата. Среднепалеолитическая травертиновая стоянка в Венгрии 144

Е. П. Федосеева. Письмо в редакцию . . 147

**Бюллетень Комиссии
по изучению четвертичного периода № 31**

*Утверждено к печати
Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР*

Редактор издательства *В. Н. Тихомиров*

Технический редактор *Н. П. Кузнецова*

**Сдано в набор 17/XII-1965 г. Подписано к печати 21/IV-1966 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 9,5+1 вкл. (0,125 п. л.)
Усл. печ. л. 13,5. Уч.-изд. л. 12,4 Тираж 1200 экз.
Т-03674. Изд. № 543/66. Тип. зак. 3542**

Цена 87 коп.

**Издательство «Наука».
Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21**

**2-я типография Издательства «Наука».
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10**

Blank Page Digitally Inserted